

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
Departamento de Estratigrafía



**EL GRUPO TERA EN EL SECTOR ORIENTAL DE
LA CUENCA DE CAMEROS: AMBIENTES
SEDIMENTARIOS, PROCEDENCIA Y
EVOLUCIÓN DIAGENÉTICA.**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR

Laura González Acebrón

Bajo la dirección de los doctores

José Ramón Mas Mayoral
José Arribas Mocoroa

Madrid, 2010

- **ISBN: 978-84-693-3180-4**

**EL GRUPO TERA EN EL SECTOR ORIENTAL DE LA
CUENCA DE CAMEROS: AMBIENTES
SEDIMENTARIOS, PROCEDENCIA Y EVOLUCIÓN
DIAGENÉTICA**

**THE TERA GROUP IN THE EASTERN SECTOR OF THE
CAMEROS BASIN: SEDIMENTARY ENVIRONMENTS,
PROVENANCE AND DIAGENETIC EVOLUTION**

Laura González Acebrón

Directores: Dr. José Ramón Mas Mayoral
Dr. José Arribas Mocoroa

Departamento de Estratigrafía
Instituto de Geología Económica (UCM-CSIC)
Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid
Marzo 2009

**EL GRUPO TERA EN EL SECTOR ORIENTAL DE LA
CUENCA DE CAMEROS: AMBIENTES
SEDIMENTARIOS, PROCEDENCIA Y EVOLUCIÓN
DIAGENÉTICA**

**THE TERA GROUP IN THE EASTERN SECTOR OF THE
CAMEROS BASIN: SEDIMENTARY ENVIRONMENTS,
PROVENANCE AND DIAGENETIC EVOLUTION**

Laura González Acebrón

Memoria presentada para optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas
(Doctorado Europeo).

Madrid, 5 de marzo de 2009

Esta tesis doctoral ha sido realizada en el Departamento de Estratigrafía de la
Universidad Complutense de Madrid – Instituto de Geología Económica (UCM-CSIC),
bajo la dirección del Dr. José Ramón Mas Mayoral y del Dr. José Arribas Mocoroa.

VºBº

VºBº

Fdo.: Dr. José Ramón Mas Mayoral

Fdo.: Dr. José Arribas Mocoroa

A mis padres

A mi abuela Lita

Given enough time, nothing is more changeable than rock.

Enos Mills.

AGRADECIMIENTOS

Después de cuatro años y una tesis hay muchas cosas que agradecer, ésas que hacen que el esfuerzo de una tesis, el día a día de cualquiera, sea mejor y merezca la pena.

Gracias a mis directores, Ramón y José. Gracias a Ramón por ser tan buen sedimentólogo, por resolver siempre mis dudas de campo. Gracias a José por enseñarme mucho de lo que sé de petrología de areniscas, y por decir las cosas siempre con tanto tacto. Gracias también por la acogida en su despacho al final de la obra.

Gracias a Maribel por resolver mis dudas, por ponerle tanta pasión a la investigación. Gracias por compartir conmigo su sabiduría y su tiempo.

Gracias al departamento de Estratigrafía por los medios para la realización de esta tesis, y al Ministerio de Educación por mi beca FPU.

Gracias a mis compis de despacho: Ana Belén, Pero, Paquito, Belén, Bea, Marta, Raúl, Laura, Juampe y Santi. Por sus sugerencias para la elaboración de esta memoria, gracias a Margarita. Por su apoyo y por ser como es gracias a José López. Por su ayuda en distintas circunstancias, gracias a Agustín, Javier, Lorenzo, Consuelo, Alfonso y Yolanda.

Por su trabajo, por sacarme de apuros, por la impresión de la tesis y su humor infalible, gracias a Modesto. Por tantas búsquedas bibliográficas y por su bondad, gracias a Charito. Gracias también por acogerme en la biblioteca. Por la elaboración de las láminas delgadas, gracias a Gilberto y Beatriz. Por su trabajo de diseño gráfico de algunas de las columnas, gracias a Silvia.

Gracias a los departamentos de Petrología y Geoquímica y de Cristalografía y Mineralogía, por permitirme el uso de sus laboratorios. Por su ayuda gracias a Pedro. Gracias a Mariam por enseñarme el arte de hacer láminas delgadas para inclusiones fluidas, y por tratarme siempre con tanta dulzura. Por organizar mis sesiones de microsonda, gracias a Pepe Tánago. A Alfredo le tengo que agradecer su trabajo en la microsonda.

Gracias a Bob Goldstein, porque me ha enseñado lo que sé de aquello que más me fascina: las inclusiones fluidas. Gracias también a Cindy por su cariño y por los *thanksgivings*. Gracias también a Luis González por permitirme usar su laboratorio. A Heather y al experto en arañas por enseñarme a usar el SEM-CL. A Greg por ser un técnico de laboratorio tan eficaz. Gracias a todos los que hicieron mis estancias en Kansas mejores y más humanas. A Yolanda, mi “mamá” mejicana, que me sacó de tantos apuros. A Vionette por ser tan acogedora. A las “quatas” (gemelas en mejicano) Marina y Celina, por su ayuda en el laboratorio y los “aventones” (llevar en coche). A Susana por adoptarme en su grupo de amigos: gracias a Naughty Laura, Matt, Leticia, Osbaldo y Andrew. Gracias a Mark por su bondad y su cariño.

Gracias a Emilia Le Pera por sus comentarios sobre esta tesis, pero sobre todo por su generosidad y su acogida durante mi estancia en Italia.

Gracias a todos los que han contribuido a mejorar las condiciones laborales de los becarios y personal contratado en formación. Gracias a todos los que han entregado su tiempo desde las asociaciones de protesta, porque han permitido que la segunda parte de mi beca se haya convertido en contrato, y que tenga derecho a paro.

Gracias a Rosa, por su bondad, su generosidad, su coherencia. Gracias también a David Fraguas.

Gracias a M^a Ángeles, de la casa rural de San Felices, por su excelente trabajo y por hacerme sentir como en casa.

A mis amigos les tengo que agradecer tanto que no sé por dónde empezar. Gracias a Andrea por quererme tanto y estar siempre ahí. A Tito gracias por su bondad. A Laura la gemela gracias por estar a mi lado. A Ángela por su alegría y sus ánimos. A Laura la de París por ser como es y por amar tanto la geología. Gracias también a Gema, Sole, Manuel, Javi Luengo, Paquito y Ana Belén. Gracias a Laura gemela, Laura París, Andrea, Ángela y Ana Belén por acompañarme al campo y echarle tanto entusiasmo. Este es uno de los mejores recuerdos que me quedo de la tesis, junto con los viajes, fiestas y comidas que hemos compartido. ¡Muchas gracias!

Gracias a Marta por ser incondicional. A Irene por su paciencia infinita. A Bea gracias por todo lo que hemos aprendido juntas desde siempre, y por venir a Italia. A Héctor gracias por la compañía. Gracias a Dani por su cariño y por Italia. Gracias a Luisa, Amelia, Pilar, M^aJesús, Carmente, Susi, Felipe y Cele por recordarme siempre lo que es importante, y por estar a mi lado y quererme tanto. Gracias a Cristi y a Lore por su amistad y su apoyo.

Gracias a mis padres por todo y por más. A mi madre gracias por estar siempre ahí para lo que sea. A mi padre por la vocación científica y su apoyo. Gracias a mi hermano y a Joaquín por preocuparse por mí. Gracias por todo lo que me habéis dado y habéis entregado.

A todos, gracias, muchas gracias.

ÍNDICE

Resumen	1
Abstract.....	3
1. Introducción y contexto geológico	7
2. Objetivos	17
3. Antecedentes	21
3.1. Trabajos del siglo XIX.....	21
3.2. Trabajos de la primera mitad del siglo XX	21
3.3. Trabajos de la segunda mitad del siglo XX.....	22
3.3.1. Trabajos relacionados con la estratigrafía de la Cuenca de Cameros.....	22
3.3.2. Trabajos relacionados con el Jurásico Superior marino en la Cuenca de Cameros.....	27
3.3.3. Trabajos relacionados con el metamorfismo de la Cuenca de Cameros	29
3.3.4. Trabajos relacionados con la tectónica, fracturación y relleno de fracturas en la Cuenca de Cameros	32
3.3.5. 3.3.5. Trabajos relacionados con la procedencia y diagénesis de las areniscas de la Cuenca de Cameros	34
4. Metodología	39
4.1.Trabajo bibliográfico.....	40
4.2. Trabajo de campo	40
4.3. Técnicas de laboratorio	43
4.3.1. Realización de láminas delgadas	43
4.3.2. Microscopía óptica convencional.....	46
4.3.3. Microscopía con catodoluminiscencia	50
4.3.4. Microsonda electrónica	51
4.3.5. Microtermometría de inclusiones fluidas.....	53
4.3.6. Análisis de isótopos estables	61
4.3.7. Análisis de isótopos de estroncio	65
4.3.8. Difracción de rayos X	66
4.2.8.1. Método del polvo cristalino	67
4.2.8.2. Método de los agregados orientados	67
5. Estratigrafía y sedimentología	71
5.1. Columnas estratigráficas	71
5.1.1. Zona Norte.....	71
5.1.1.1. Columna estratigráfica de Almarza (ALMA y ARZA)	71
5.1.1.2. Columna estratigráfica de Pradillo (PRA).....	80
5.1.1.3. Columna estratigráfica de Montenegro (MOV)	83
5.1.2. Zona Centro.....	88
5.1.2.1. Columna estratigráfica de la Póveda (POV)	88
5.1.2.2. Columna estratigráfica de Portelrubio (POR)	91
5.1.2.3. Sondeo de Castilfrío de la Sierra (CAS)	95
5.1.3. Zona Sur	100
5.1.3.1. Columna estratigráfica de Almajano.....	100
5.1.3.2. Columna estratigráfica de El Espino (ESP)	105
5.1.3.3. Columna estratigráfica de Magaña (MAG).....	111
5.1.3.4. Columna estratigráfica de Trévago (TRE).....	116
5.1.3.5. Columna estratigráfica del Collado de San Pedro Manrique (CSP)	120
5.1.3.6. Columna estratigráfica de Ágreda Este (AGE).....	124
5.1.3.7. Columna estratigráfica de Ágreda Oeste (AGO)	132
5.1.3.8. Columna estratigráfica de San Blas (BLA).....	137
5.1.3.9. Columna estratigráfica de San Felices (SAN).....	140
5.1.3.10. Columna estratigráfica de Valdegutur (VUR)	159
5.2. Correlaciones estratigráficas: formaciones y secuencias de depósito	162
5.2.1. Secuencia Deposicional 1: Formación Ágreda	173

5.2.2. Secuencia Depositional 2: Formaciones Magaña y Sierra de Matute.....	176
5.2.2.1. Formación Magaña	170
5.2.2.2. Formación Sierra de Matute.....	173
5.3. Sistemas de depósito: discusión	179
5.3.1. Asociaciones de facies y medios sedimentarios del registro estudiado.....	182
5.3.1.1. Asociaciones de facies correspondientes a sistemas de abanicos fluviales.....	182
5.3.1.2. Asociaciones de facies correspondientes a sistemas fluviales de tipo meandriforme	184
5.3.1.3. Asociaciones de facies correspondientes a sistemas de carácter lacustre/palustre.....	190
5.3.2. Evolución sedimentaria: esquemas paleogeográficos	199
5.3.2.1. Secuencia Depositional 1 (SD 1).....	199
5.3.2.2. Secuencia Depositional 2 (SD 2).....	202
5.4. El Grupo Tera en el marco tectosedimentario del rift ibérico mesozoico	215
6. Petrología: procedencia	221
6.1. Introducción	221
6.2. Descripción petrográfica de los depósitos arenosos	222
6.2.1. Textura general de los depósitos arenosos	222
6.2.2. Composición general de los depósitos arenosos: clases petrográficas.....	223
6.2.3. Componentes autigénicos: cementos y reemplazamientos.....	250
6.2.4. Matrices diagenéticas.....	254
6.2.5. Porosidad.....	262
6.3. Composición modal del esqueleto.....	262
6.3.1. Introducción	262
6.3.2. Restauración del esqueleto	263
6.3.3 Petrografía y procedencia.....	264
6.3.3.1. Tamaño y composición	264
6.3.3.2. Modas detríticas y procedencia	265
6.3.3.3. Áreas fuente: valoración litológica y evolución.....	283
6.3.2.4. Comparación con el sector occidental de la Cuenca de Cameros	292
6.3.2.5. Comparación con otras cuencas de rift	294
7. Petrología: diagénesis	297
7.1. Compactación.....	297
7.1.1. Compactación mecánica	297
7.1.2. Compactación química.....	299
7.2. Cementación.....	299
7.2.1. Cuarzo	299
7.2.1.1. Estudio petrográfico y microtermométrico de las inclusiones fluidas en el cemento sintaxial de cuarzo	300
7.2.1.2. Origen de los cementos sintaxiales de cuarzo	304
7.2.2. Cementos carbonáticos.....	306
7.2.2.1. Cementos de calcita no ferrosa euhédricos	306
7.2.2.2. Cementos de calcita no ferrosa posteriores al euhédrico.....	309
7.2.2.3. Cementos de calcita ferrosa.....	310
7.2.2.4. Cemento de anquerita <i>saddle</i> calcitizada	310
7.2.2.5. Cemento de dolomita.....	312
7.2.2.6. Cementos en fracturas	312
7.2.3. Feldespato (s.l.)	313
7.2.4. Minerales de la arcilla	314
7.2.5. Óxidos de hierro	316
7.2.6. Pírita	316
7.3. Procesos de albitización	317
7.4. Matrices diagenéticas	329
7.5. Modelo de diagénesis para las areniscas del Grupo Tera.....	330
7.5.1. Cronología relativa.....	330

7.5.2. Modelo de compactación y cementación	331
7.6. Procesos relacionados con el metamorfismo hidrotermal	334
7.6.1. Introducción	334
7.6.2. Descripción de las fracturas de San Felices	335
7.6.3. Descripción de la secuencia de cementos de las fracturas de San Felices	337
7.6.4. Interpretación	350
8. Conclusiones.....	361
8. Conclusions.....	366
9. Bibliografía	371

10. Anexos

ANEXO 1: Composición determinada mediante microsonda electrónica de los feldespatos de la zona Norte del sector oriental.....	395
ANEXO 2: Composición determinada mediante microsonda electrónica de los feldespatos de las zonas Centro y Sur del sector oriental	397
ANEXO 3: Composición determinada mediante microsonda electrónica de los feldespatos del Sector Occidental del Grupo Tera. Fm. Jaramillo.....	402
ANEXO 4: Composición modal de las areniscas de la Zona Norte (columnas de Almarza y Pradillo).....	403
ANEXO 5: Composición modal de las areniscas de la Zona Norte (columna de Montenegro)	404
ANEXO 6: Composición modal de las areniscas de la Zona Centro (columnas de La Póveda y Portelrubio)	405
ANEXO 7: Composición modal de las areniscas de la Zona Sur (columna de Almajano)	406
ANEXO 8: Composición modal de las areniscas de la Zona Sur (columnas de El Espino, Magaña y Trévago)	407
ANEXO 9: Composición modal de las areniscas de la Zona Sur (columnas de San Blas, Ágreda y El Collado)	408
ANEXO 10: Composición modal de las areniscas de la Zona Sur (columnas de San Felices y Valdegutur)	409
ANEXO 11: Composición determinada mediante microsonda electrónica de los cementos de calcita no luminiscente.....	417
ANEXO 12: Composición determinada mediante microsonda electrónica de los cementos y reemplazamientos de calcita con luminiscencia anaranjada	418
ANEXO 13: Composición determinada mediante microsonda electrónica de los cementos y reemplazamientos de anquerita calcitizada	419
ANEXO 14: Composición determinada mediante microsonda electrónica de los cementos de calcita que rellenan fracturas de pequeño tamaño desarrolladas en las areniscas del Grupo Tera..	420
ANEXO 15: Composición determinada mediante microsonda electrónica de los cementos de anquerita calcitizada que rellenan fracturas de gran tamaño que cortan a los materiales del Grupo Tera en San Felices	421
ANEXO 16: Composición determinada mediante microsonda electrónica de los cementos de calcita ferrosa (FeC1) que rellenan fracturas de gran tamaño que cortan a los materiales del Grupo Tera en San Felices	422
ANEXO 17: Composición determinada mediante microsonda electrónica de los cementos de calcita no ferrosa que rellenan fracturas de gran tamaño que cortan a los materiales del Grupo Tera en San Felices	423

Abstract:

The Cameros Basin (NW Iberian Chain, North Spain) developed during the latest Jurassic-Early Cretaceous in an extensional regime characterized by high rates of subsidence. Its sedimentary fill has been subdivided into eight depositional sequences (DS) almost exclusively composed of continental sediments. DS 1 and DS 2 represent the first rifting stage (Tera Group, Tithonian-Berriasian). The purpose of this study is to characterize the Tera Group in the eastern part of the basin (sedimentology, sandstone provenance, diagenesis and metamorphism) and to integrate these results in a model for the development of the first stages of the rifting. In the eastern part of the basin, the Tera Group can be subdivided into three formations: the Ágreda Formation, the Magaña Formation and the Sierra de Matute Formation. These formations are respectively made up of alluvial-fan deposits, meandering fluvial sediments and lacustrine-palustrine limestones. In the Sierra de Matute Fm., these lacustrine-palustrine limestones evolve from carbonate shallow ramp lakes first, to shallow alkaline ephemeral lakes and finally carbonate lakes rich in organic matter.

The quantitative petrographic study indicated the presence of five main petrofacies in the Tera Group. The provenance evolution of the Tera Group is characterized by the erosion of the pre-rift sedimentary substratum, followed by unroofing of metamorphic terranes and plutonic source rocks, as recorded in other ancient and modern rifted basins. Sedimentary source areas are mainly pre-rift Jurassic marine limestones and Mesozoic siliciclastic units. The Jurassic marine provenance is recorded in all petrofacies, being more important in the Ágreda Fm. (Petrofacies 1A and B) and in the Sierra de Matute Fm. (Petrofacies 3A and B). The influence of the Mesozoic siliciclastic units is recorded in the Ágreda Fm. (Petrofacies 1A and B). The metamorphic source areas were probably of low to medium grade and situated in the West Asturian Leonese Zone. Plutonic source rocks were probably located in the Central Iberian Zone. The metamorphic and plutonic influence was more intense to the top of the Tera Group (Magaña Fm. and Sierra de Matute Fm., DS 2). The close correlation between petrofacies and

lithostratigraphic units indicates that sandstone composition is a powerful tool for deciphering the tectonic processes active during the initial rift stages of the Cameros Basin.

Stratigraphic relations, detailed petrography, microthermometry of fluid inclusions and fine-scale isotopic analysis of diagenetic phases indicate a complex thermal history in the Tera Group. The diagenesis of the siliciclastic deposits of the Tera Group includes different processes and cements which have totally occluded the porosity. The porosity reduction of the siliciclastic deposits occurred mainly by cementation (ICOMPACT= 0.78-0.95).

In the Magaña Fm. and the Sierra de Matute Fm. (DS 2), an albitization process of both plagioclases and K-feldspars occurred. The albitization is considered a deep burial process with temperatures between 100-125°C, on the basis of the presence of partially albitized grains. The Ágredda Fm. (DS 1) contains very few plagioclases and this unit does not show albitization evidences. Thus, we consider the albitization as a provenance-related process, due to the higher influence of plutonic and metamorphic source areas in the DS 2, which probably provides detrital plagioclases. Furthermore, external sources of Na are possible, like the dissolution of the evaporites of the Keuper facies or the influence of burial saline fluids of the formations of the marine Jurassic underlain.

Two different thermal events have been recognized and characterized, which are likely associated with hydrothermal events that affected the Cameros Basin during the mid-Cretaceous and the Eocene. Primary fluid inclusions in the San Felices section show homogenization temperatures (Th) from 195°C to 350°C in the quartz cements of extensional fracture fillings. The high variability of Th data in each particular fluid inclusion assemblage is due to natural reequilibration of the fluid inclusions, probably related to Cretaceous metamorphism. Some secondary fluid inclusion assemblages show very consistent data (Th=281-305°C) and are considered not to have reequilibrated. These fluid inclusions could be related to an Eocene hydrothermal metamorphism or to a retrograde stage of the Cretaceous metamorphism.

A steep thermal gradient of 111-180°C/km has been deduced from $\delta^{18}\text{O}$ values of ferroan calcite ($\delta^{18}\text{O}$ -11.84/-14.17 ‰) that postdates the quartz cements in fracture fillings.

Overall, geothermal gradients are high. The highest gradient (153-276°C/km) is interpreted for the lower part of the section and a lower gradient (72-121°C/km) for the upper part. Chloritoid has not been observed in the Tera Group, despite the high temperatures reached. Furthermore, illite crystallinity data (anchizone-epizone boundary) are out of equilibrium with high fluid inclusion Th. These observations are consistent with short-lived events of hydrothermal alteration focused by permeability contrasts. Thus, in hydrothermal systems, hydrothermal alteration along fracture systems may significantly deviate from host rock alteration.

Resumen:

La Cuenca de Cameros (NW Cordillera Ibérica, Norte de España) se desarrolló durante el Jurásico terminal y el Cretácico Inferior bajo un régimen extensional caracterizado por altas tasas de subsidencia. Su relleno sedimentario ha sido dividido en ocho secuencias deposicionales (SD) compuestas casi exclusivamente por sedimentos continentales. Las secuencias deposicionales SD 1 y SD 2 representan el primer estadio del rifting (Grupo Tera, Tithoniense-Berriasiense). El propósito de este estudio es caracterizar al Grupo Tera en el sector oriental de la cuenca (sedimentología, procedencia de areniscas, diagénesis y metamorfismo), e integrar los resultados en un modelo de evolución para los primeros estadios del rifting. En el sector oriental de la cuenca, el Grupo Tera se encuentra dividido en tres formaciones: Fm. Ágreda, Fm. Magaña y Fm. Sierra de Matute. Estas formaciones se depositaron respectivamente en sistemas de abanicos aluviales, sistemas fluviales fundamentalmente meandriformes y ambientes lacustres y palustres. En la Fm. Sierra de Matute, las calizas lacustres y palustres evolucionan desde lagos carbonatados someros de tipo rampa, lagos someros alcalinos y finalmente lagos carbonatados ricos en materia orgánica.

El estudio petrográfico cuantitativo indica la presencia de cinco petrofacies principales en el Grupo Tera. La evolución de la procedencia del Grupo Tera está caracterizada por la erosión del sustrato sedimentario pre-rift, seguido de la exhumación de terrenos metamórficos y áreas fuente plutónicas, como se ha registrado en otras cuencas de rift antiguas y modernas. Las áreas fuente sedimentarias son fundamentalmente las calizas del Jurásico marino y unidades

sedimentarias siliciclásticas mesozoicas. La procedencia del Jurásico marino se registra en todas las petrofacies, siendo más importante en la Fm. Ágreda (Petrofacies 1A y B) y en la Fm. Sierra de Matute (Petrofacies 3A y B). La influencia de las unidades siliciclásticas mesozoicas se registra en la Fm. Ágreda (Petrofacies 1A y B). Las áreas fuente metamórficas probablemente fueron de bajo y medio grado y se encontraban situadas en la zona Asturoccidental Leonesa. Las rocas plutónicas estaban probablemente situadas en la Zona Centro Ibérica. La influencia plutónica y metamórfica es más intensa a techo del Grupo Tera (Fm. Magaña y Fm. Sierra de Matute, DS 2). La clara relación entre las petrofacies y las unidades litoestratigráficas indica que la composición de las areniscas es una herramienta adecuada para la reconstrucción de los procesos tectónicos activos durante la sedimentación de los primeros estadios de rift en la Cuenca de Cameros.

Las relaciones estratigráficas, el estudio petrográfico de detalle, la microtermometría de las inclusiones fluidas y los análisis de isótopos estables a pequeña escala indican una compleja historia termal para el Grupo Tera. La diagenésis de los depósitos siliciclásticos del Grupo Tera incluye distintos procesos y cementos que han ocluido totalmente la porosidad. La reducción de la porosidad de los depósitos siliciclásticos tuvo lugar fundamentalmente por cementación ($ICOMPACT = 0,78-0,95$).

En las Fms. Magaña y Sierra de Matute (SD 2) tuvo lugar un proceso de albitización tanto de las plagioclasas como de los feldespatos potásicos. Esta albitización se considera un proceso de enterramiento profundo con temperaturas comprendidas entre 100-125°C, en base a la presencia de granos parcialmente albitizados. La Fm. Ágreda (SD 1) contiene muy pocas plagioclasas y no presenta evidencias de albitización. Por lo tanto, consideramos la albitización como un proceso relacionado con la procedencia, debido a la mayor influencia de las áreas fuentes plutónicas y metamórficas en la SD 2, que posiblemente aportarían plagioclasas detríticas. Las reacciones en las lutitas intercaladas podrían constituir otra fuente de Na, siendo posible que además existieran fuentes externas de Na, como la disolución de evaporitas de las facies Keuper o la influencia de los fluidos salinos que debieron liberarse como consecuencia del enterramiento de las formaciones del Jurásico marino infrayacente.

Se han reconocido y caracterizado dos eventos termales distintos, que están probablemente asociados con los eventos hidrotermales que afectaron a la Cuenca de Cameros durante el Cretácico “medio” y el Eoceno. Las inclusiones fluidas primarias muestran temperaturas de homogeneización (Th) desde 195°C a 350°C en la columna de San Felices en cementos de cuarzo en rellenos de fracturas extensionales. La elevada variabilidad de los datos de Th en cada asociación de inclusiones fluidas debe al reequilibrio termal natural de las mismas, probablemente relacionada con el metamorfismo cretácico. Algunas asociaciones de inclusiones fluidas secundarias muestran datos muy consistentes (Th=281-305°C), por lo que consideramos que no sufrieron reequilibrio. Estas inclusiones fluidas podrían estar relacionadas con el metamorfismo hidrotermal eoceno o con un estadio retrógrado del metamorfismo cretácico.

Se ha calculado un elevado gradiente térmico de 111-180°C/km a partir de los datos de $\delta^{18}\text{O}$ de calcitas ferrosas ($\delta^{18}\text{O}$ -11,84/-14,17 ‰), que son posteriores a los cementos de cuarzo en los rellenos de fractura. Los gradientes geotérmicos son altos. El gradiente mayor (153-276°C/km) ha sido deducido para la parte inferior de la columna y el gradiente menor (72-121°C/km) para la parte superior de la misma. No se ha observado cloritoide en el Grupo Tera, a pesar de las elevadas temperaturas alcanzadas. Además, los datos de cristalinidad de la illita (límite anquizona-epizona) no se encuentran en equilibrio con las Th de las inclusiones fluidas. Estas observaciones son consistentes con procesos de alteración hidrotermal controlados por los contrastes de permeabilidad. Por lo tanto, la alteración hidrotermal a lo largo de fracturas en sistemas hidrotermales puede ser significativamente diferente de la alteración de la roca caja.

1. INTRODUCCIÓN Y CONTEXTO GEOLÓGICO

El presente trabajo se centra en el estudio de la sedimentología, procedencia y diagénesis de los depósitos del Grupo Tera, en la parte oriental de la Cuenca de Cameros, provincias de Soria y La Rioja. La Cuenca de Cameros se encuentra en la parte NW de la Cordillera Ibérica, entre las cuencas terciarias de Almazán, del Duero y del Ebro. Es una de las cuencas que constituyen el sistema de Rift Mesozoico Ibérico, o Cuenca Ibérica (Mas *et al.*, 1993, Guimerá *et al.*, 1995, Salas *et al.*, 2001). Este sistema se encuentra constituido por las cuencas sedimentarias de Cameros, Maestrazgo, Las Columbrete y Sur Ibérica (Fig. 1.1).

En la Cordillera Ibérica han sido definidos varios estadios evolutivos de tectónica distensiva (Álvaro *et al.*, 1979, Vilas *et al.*, 1983, Salas y Casas, 1993, Roca *et al.*, 1994, Salas y Guimerá, 1997; Salas *et al.*, 2001; Mas *et al.*, 2002). El marco evolutivo más complejo define cuatro estadios (Salas *et al.*, 2001, Mas *et al.*, 2002) (Fig 1.2):

- Una primera etapa de rifting triásica (Pérmico Superior-Hettangiense).
- Una etapa post-rift, durante el Jurásico Inferior y Medio (Sinemuriense-Oxfordiense).
- Una segunda etapa de rifting, desde el Jurásico Superior al Cretácico Inferior (Kimmeridgiense-Albiense Inferior), relacionada con la apertura del Atlántico Norte y del golfo de Vizcaya.
- Una etapa post-rift del Cretácico Superior (Albiense Superior, Maastrichtiense).

Las cuatro cuencas citadas que conforman el sistema de Rift Mesozoico Ibérico (Cameros, Maestrazgo, Las Columbrete y Sur Ibérica) se formaron dentro de la segunda fase de rifting, siendo la Cuenca de Cameros la que presenta una posición más occidental. Dado que el proceso de rifting se propagó desde el SE hacia el NW, la Cuenca de Cameros presenta un retraso en el registro de los procesos de diastrofismo (en la Cuenca del Maestrazgo la subsidencia sinrift comienza al final del Oxfordiense, mientras que en la Cuenca de Cameros no lo hace hasta el inicio del Tithoniense).

La característica más peculiar del relleno sedimentario de la Cuenca de Cameros es su potencia: aproximadamente 6 Km de espesor vertical de sedimentos de naturaleza fundamentalmente continental, acumulados desde el Tithoniense hasta el Albiense Inferior, que representan 9 Km de registro sedimentario si son medidos en el sentido de desplazamiento de los depocentros (Mas *et al.*, 1993). Este registro constituye una gran megasecuencia limitada por dos grandes discordancias en la base y en el techo. La de la base ha sido denominada, por su posición estratigráfica, discontinuidad infratitónica. Dicha discordancia separa los depósitos del Jurásico marino de los depósitos del Grupo Tera (Tithoniense-Berriasiense), objeto de este

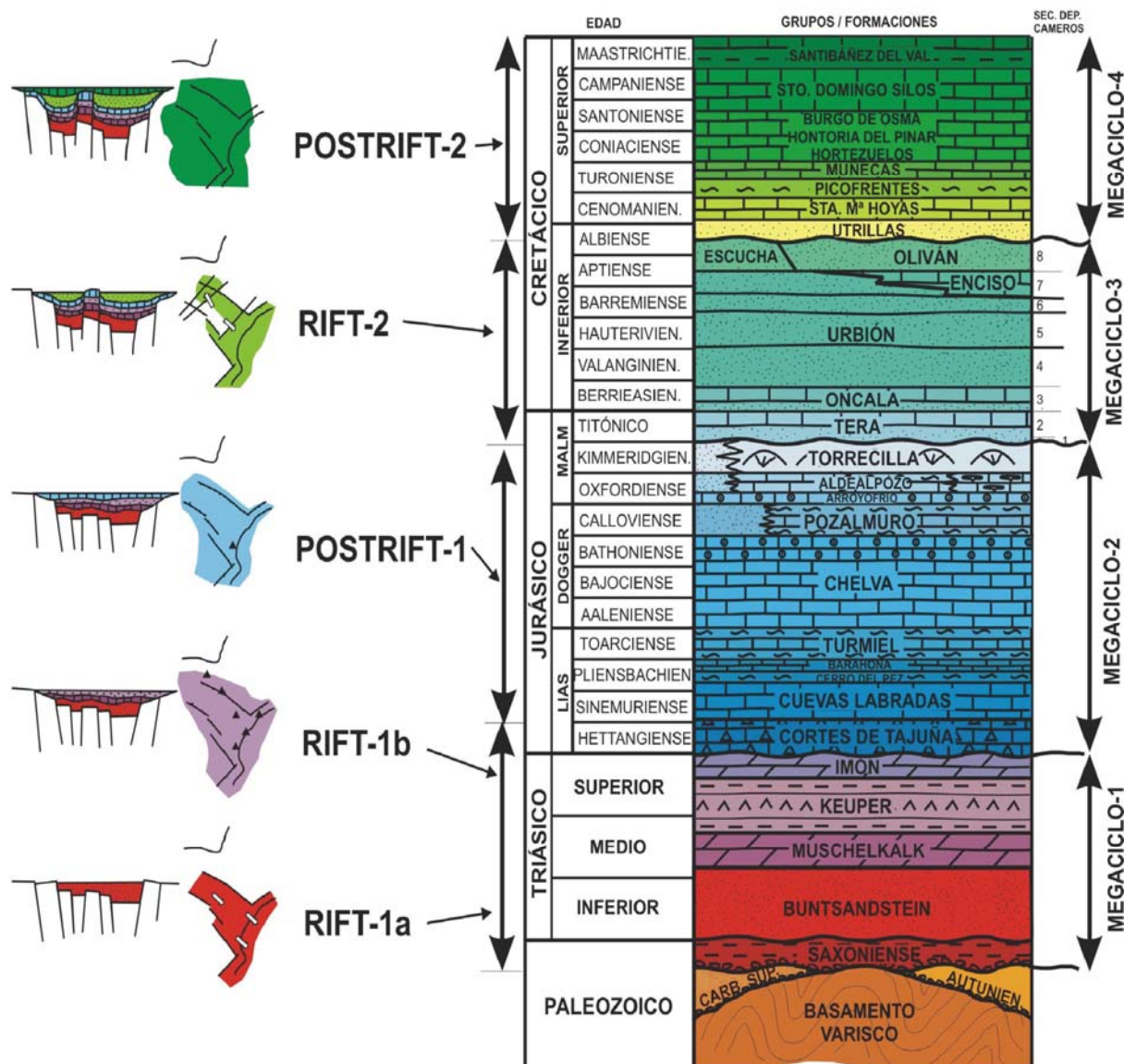


Fig. 1.2. Estadios de rift y de post-rift en la cuenca Ibérica y su correlación con las unidades estratigráficas de la Cuenca de Cameros. Tomada de Mas *et al.*, 2002.

estudio. Se manifiesta en toda la cuenca en forma de superficies erosivas, paleosuelos y paleokarstificaciones. La laguna estratigráfica asociada es más importante en la parte septentrional de la cuenca, donde abarca desde el Tithoniense Inferior al Barremiense. En su parte meridional y central sólo comprende parte del Tithoniense Inferior.

La Cuenca de Cameros presentaba una geometría sinclinal no limitada por fallas importantes, antes del proceso de inversión contractiva terciaria (Mas *et al.*, 1993). Durante su evolución, los depocentros de las sucesivas secuencias deposicionales (SD) migraron hacia el

Norte, generando un *on lap* sobre el sustrato mesozoico (Malm marino, normalmente la Fm. Torrecilla en Cameros, de edad Kimmeridgiense Inferior), que aparece a lo largo de toda la cuenca. (Fig. 1.3).

Como se revisará en el siguiente apartado, el registro sedimentario de la Cuenca de Cameros ha sufrido numerosos intentos de división, debido a la complejidad de estudio de los propios materiales. Dicha complejidad reside por una parte en las dificultades de datación de los mismos, dada la escasez de fósiles con valor cronoestratigráfico debida fundamentalmente al carácter exclusivamente continental de sus depósitos. Esta escasez se incrementa en las zonas afectadas por metamorfismo. Por otra parte, cabe destacar la dificultad añadida que supone tanto la potencia de sedimentos acumulados como los frecuentes cambios de facies existentes.

La Cuenca de Cameros ha sido dividida tradicionalmente para su estudio en dos sectores: Cameros occidental y Cameros oriental (Mas *et al.*, 1993, Martín Closas y Alonso, 1998; Mas *et al.*, 2002) (fig. 1.3). Esta división se debe a la propia morfología de la cuenca, que condicionó la evolución del relleno sedimentario. Cada sector presenta una serie de características propias. En el sector oriental se registró una mayor potencia de sedimentos y se vio afectado parcialmente por los procesos metamórficos posteriores al relleno de la cuenca. Por esta razón, el sector oriental presenta una gran escasez de datos bioestratigráficos, por lo que las unidades litoestratigráficas han sido datadas fundamentalmente mediante correlaciones con el sector occidental.

En relación con su génesis, la Cuenca de Cameros se adapta al modelo de cuenca denominado cuenca de rampa extensional o *extensional ramp basin* (Mas *et al.*, 1993). Es decir, la cuenca se formó sobre una rampa, de buzamiento aproximado Sur, que unía dos rellanos (*flats*), desarrollada sobre una falla extensional localizada dentro del basamento relacionada con la segunda fase de rifting descrita anteriormente. Este modelo de cuenca explica adecuadamente la continuidad del sustrato mesozoico a lo largo de toda la cuenca y el *on lap* de las sucesivas secuencias deposicionales hacia el Norte (Fig. 1.3).

A partir del Kimmeridgiense y durante el Tithoniense la línea de costa se fue retirando progresivamente hacia el Sureste y hacia el Norte, debido al levantamiento del borde occidental de la Cuenca Ibérica que provocó la tectónica distensiva de este periodo y al descenso eustático que se produjo durante el Tithoniense-Berriasiense (Alonso *et al.*, 1990, Aurell, 1990, Aurell *et al.*, 1994; Benito *et al.*, 2005). El estrecho de Soria (Fig. 1.4) conectaba durante gran parte del Jurásico y hasta el Kimmeridgiense la Cuenca Ibérica (dominio Tethysiano) con la Cuenca Vasco-Cantábrica (dominio boreal) (Bulard, 1972). En el área del estrecho de Soria la retirada del mar se produjo a partir del Kimmeridgiense Superior. La Cuenca de Cameros se empezó a desarrollar en el Tithoniense (Fig. 1.2).

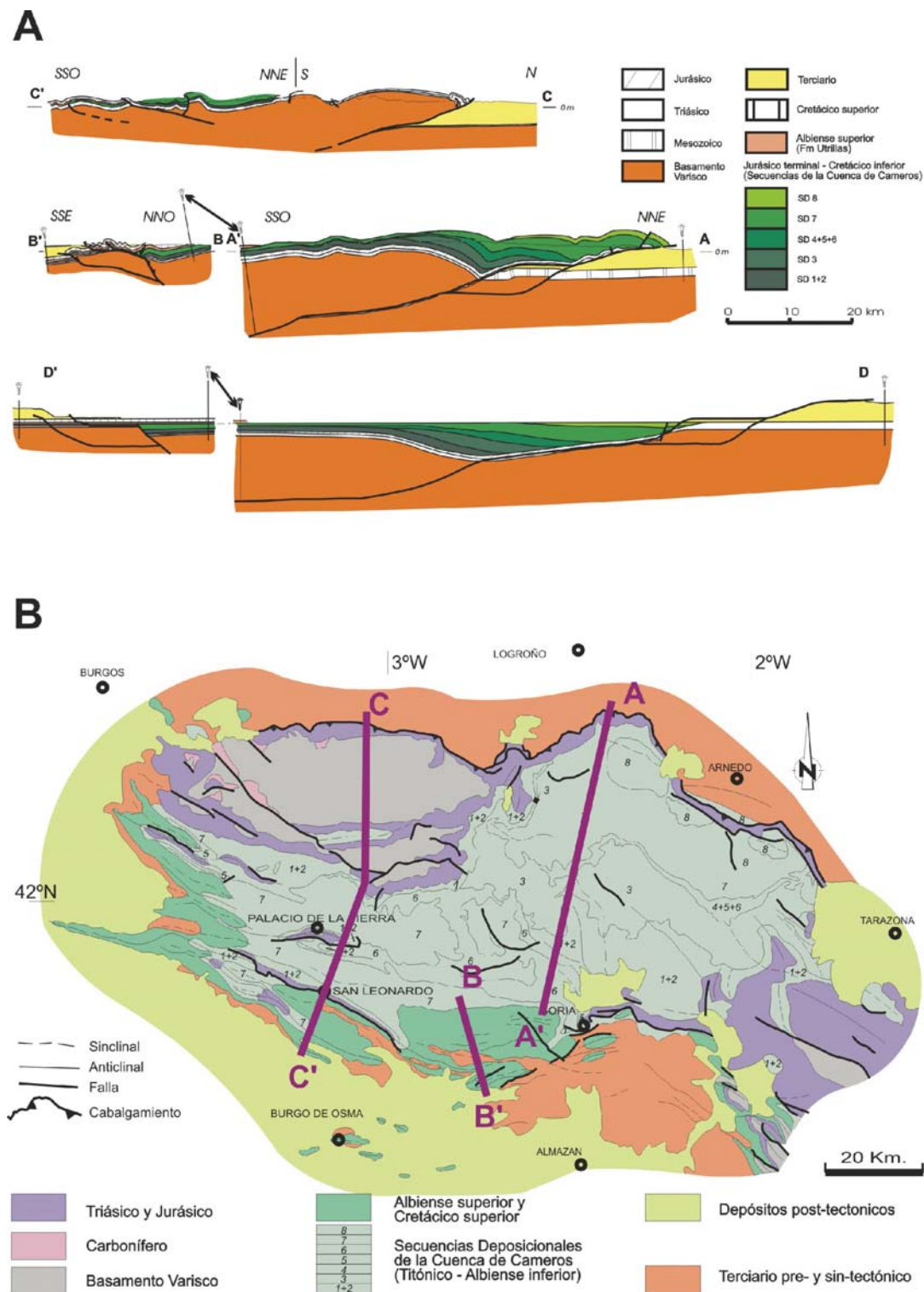
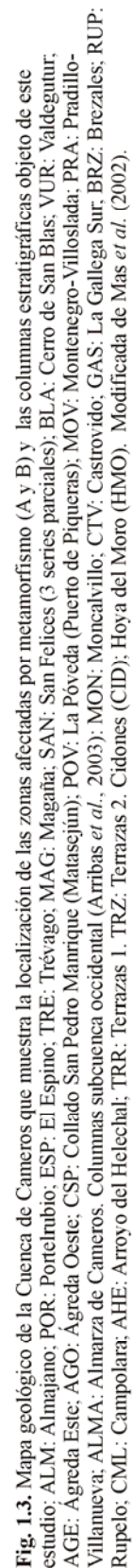


Fig. 1.3. A. Cortes geológicos y cortes compensados realizados en la Cuenca de Cameros. **B.** Localización de los cortes anteriores. Modificada de Guimerà *et al.* (1995).



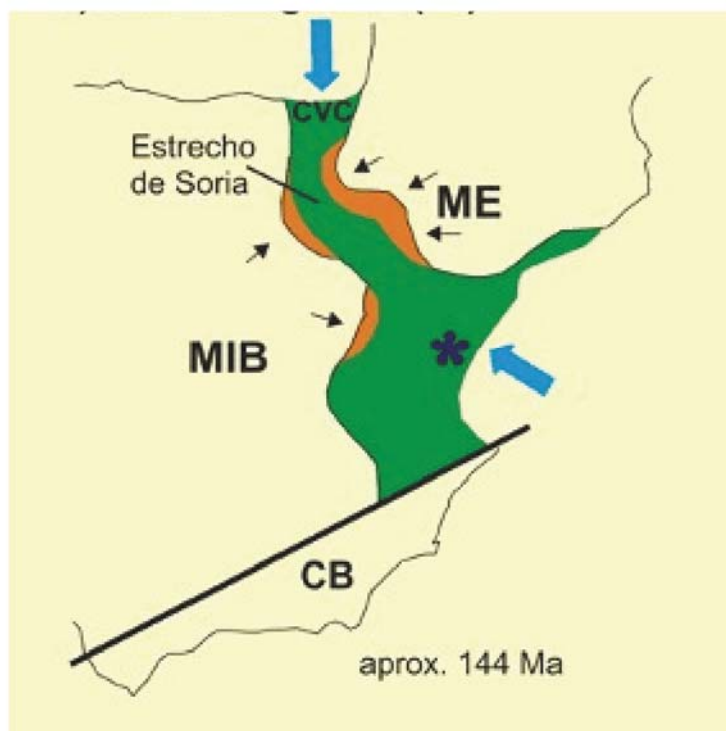


Fig. 1.4. Mapa paleogeográfico del noreste de España durante el Kimmeridgiense. Leyenda: MIB: Macizo Ibérico. ME: Macizo del Ebro. CB: Cuenca Bética. CVC: Cuenca Vasco-Cantábrica. Las flechas azules indican el sentido de la transgresión marina. Las flechas negras el sentido de los aportes siliciclásticos. El asterisco la zona de subsidencia más acusada. Tomada de Mas *et al.*, 2004.

El relleno sedimentario de la Cuenca de Cameros (megasecuencia Tithoniense-Albiense Inferior) ha sido dividido en ocho secuencias deposicionales (Mas *et al.*, 2002, Mas *et al.*, 2003, Mas *et al.*, 2004) de carácter esencialmente continental (sistemas aluviales y lacustres) con incursiones marinas muy esporádicas que afectan a los Grupos Tera, Oncala y Enciso (fig. 1.5). El Grupo Tera se corresponde con el registro sedimentario del comienzo del relleno de la cuenca. Según el esquema de ocho secuencias deposicionales propuesto, el citado Grupo Tera se corresponde con las dos primeras secuencias.

Una de las peculiaridades de la Cuenca de Cameros, dentro del marco del Rift Mesozoico Ibérico, es la presencia de metamorfismo. Un volumen muy importante de los sedimentos del sector oriental de la cuenca se vieron afectados por un metamorfismo de bajo y muy bajo grado. Las zonas afectadas por metamorfismo se indican en la figura 1.3, con las letras A y B. Las interpretaciones de este proceso son variadas, desde el metamorfismo de enterramiento de carácter dinamo-térmico (p. ej.; Guiraud, 1983, Guiraud y Seguret, 1985; Golberg *et al.*, 1988, Mata *et al.*, 2001) hasta otras más recientes que lo consideran como netamente postdeposicional y de carácter hidrotermal (p. ej. Casquet *et al.*, 1992, Barrenechea *et*

al., 1995, Alonso-Azcárate *et al.* (1995, 1999, 2001, 2002) Alonso-Azcárate 1997, Mantilla-Figueroa (1998, 1999) y Mantilla-Figueroa *et al.* (2002). Según estos trabajos, dicho metamorfismo presentaría una edad Albiense-Coniaciense.

Después de la sedimentación de la megasecuencia Tithoniense-Albiense Superior, todo el sistema de rifting ibérico sufrió un proceso de inversión durante el Cenozoico debido a la compresión pirenaica (fig. 1.6). La inversión de la Cuenca de Cameros tuvo lugar durante el Paleógeno y el Mioceno Inferior y Medio, quedando dicha cuenca incluida dentro de una lámina de cabalgamiento alpina denominada lámina de cabalgamiento de Cameros, de mayor tamaño que la cuenca sedimentaria (fig. 1.6). Dicha lámina se encuentra limitada por un cabalgamiento principal de 120 Km en la parte Norte, en el cual la unidad de Cameros cabalga sobre la cuenca terciaria del Ebro, y por un sistema de pliegues y cabalgamientos en la zona Sur de la cuenca, que superpone la unidad de Cameros sobre las Cuencas del Duero y Almazán (Guimerá *et al.*, 1995).

En relación con esta contracción alpina se registra un segundo proceso metamórfico durante el Eoceno (Mantilla-Figueroa, 1999; Mantilla-Figueroa *et al.*, 2002), de carácter hidrotermal, en la zona del Anticlinal del Pégado (fig. 1.3.C, letra B).

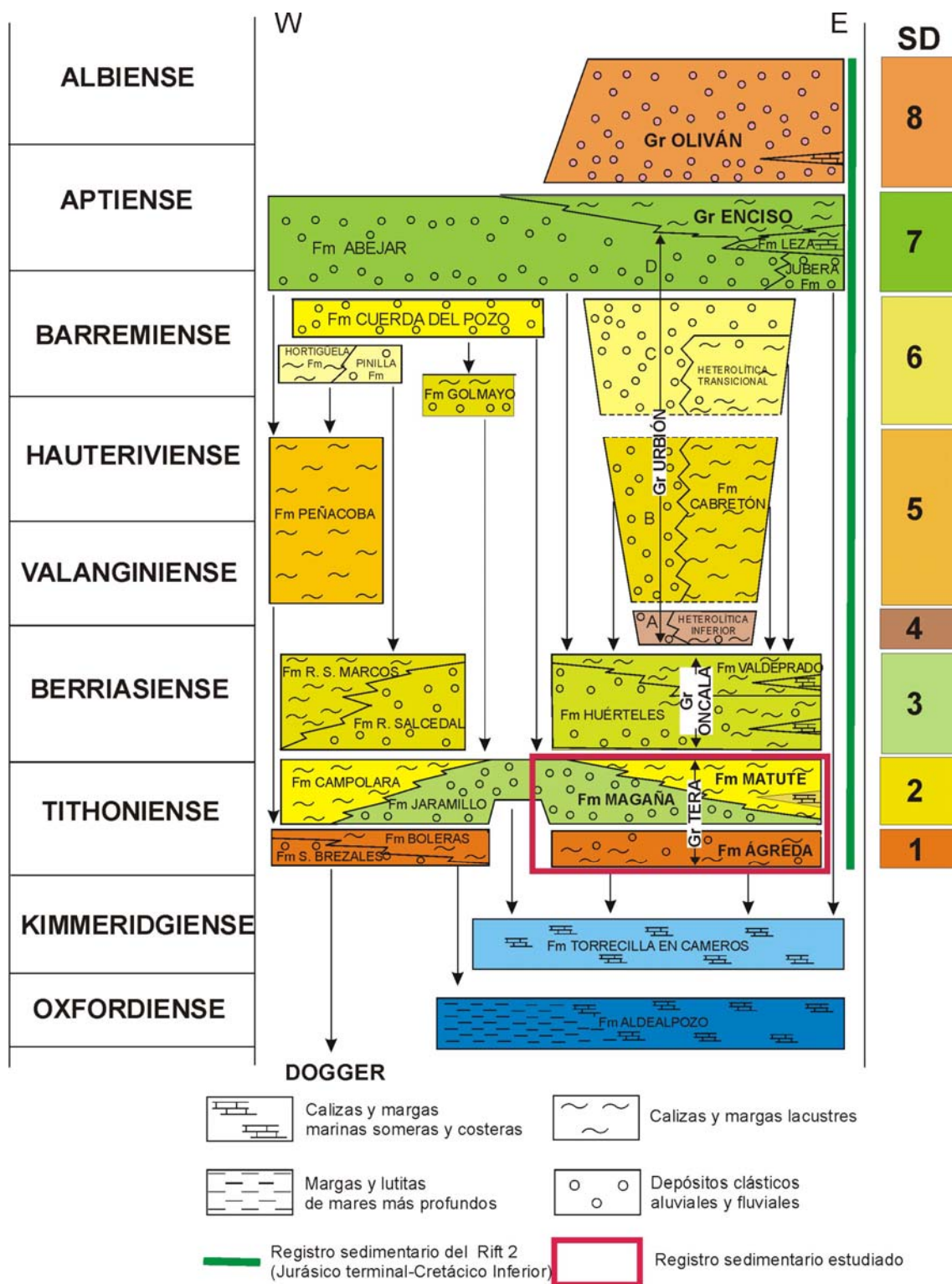


Fig. 1.5. Estratigrafía y secuencias deposicionales (SD) definidas en la Cuenca de Cameros. El Gr. Tera se ha marcado con un recuadro rojo. Modificada de Mas *et al.*, 2004.

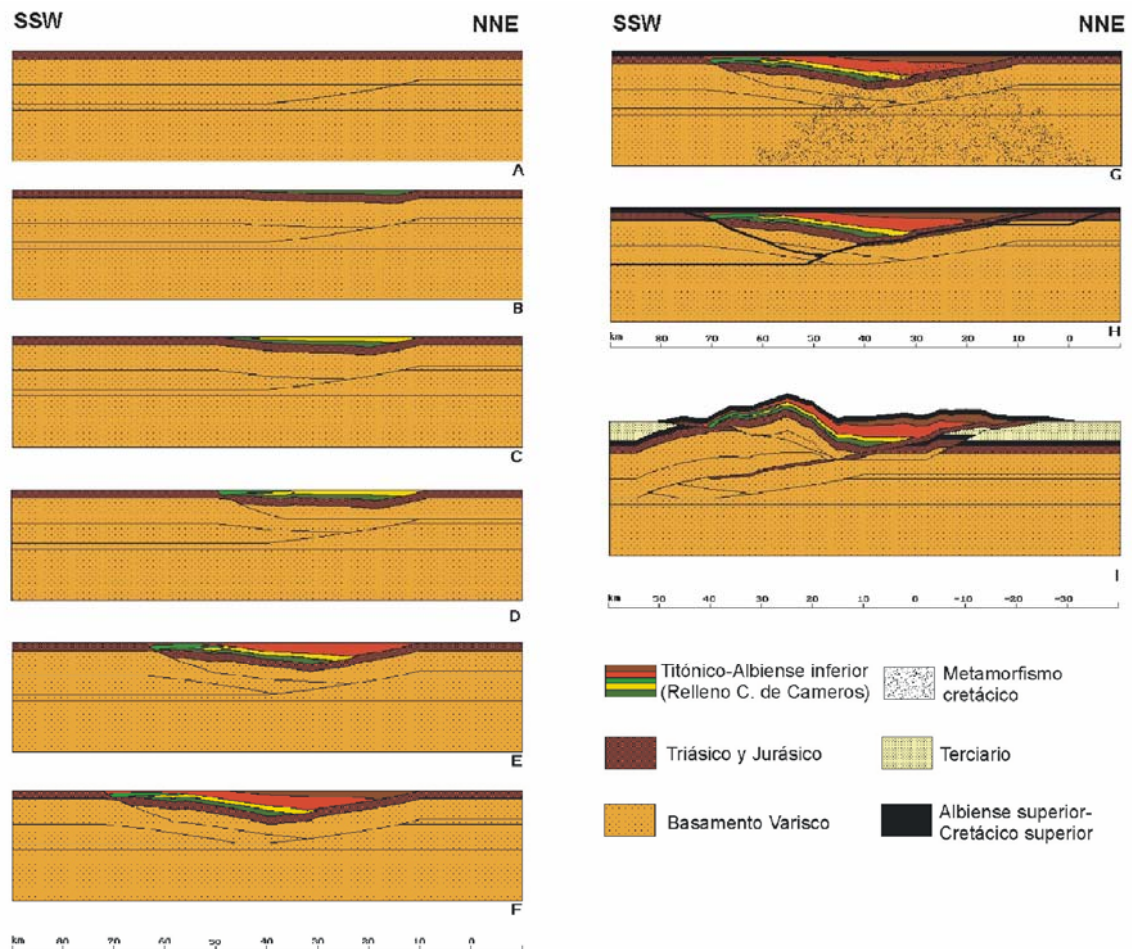


Fig. 1.6. Modelo que sintetiza la formación e inversión de la Cuenca de Cameros realizado mediante el programa *Fault!* (Wilkerson y Usdansky, 1989). **A:** Obsérvese la falla extensiva que genera la cuenca. **B, C, D, E, F:** Sedimentación durante el Tithoniense-Albiense Inferior. **G.** Metamorfismo de la cuenca (Cretácico Superior). **H:** Obsérvese las fallas que dan lugar a la inversión de la cuenca. **I:** Inversión terciaria. Tomada de Mas *et al.* (1993).

2. OBJETIVOS

El planteamiento principal de este trabajo es realizar un estudio sedimentológico y petrológico de los depósitos del inicio del rifting finijurásico-eocretácico en el sector oriental de la Cuenca de Cameros. El objetivo es integrar el análisis de facies con el estudio petrológico de detalle de dichos sedimentos, para reconstruir la evolución tectosedimentaria del inicio del rifting finijurásico-eocretácico en dicho sector la cuenca. Para ello, se estudia la Sedimentología y la Diagenésis de dichos depósitos, incluyendo tanto los depósitos siliciclásticos como los carbonáticos, haciendo especial énfasis en los primeros.

El registro sedimentario de la Cuenca de Cameros ha sido objeto de numerosos estudios sedimentológicos (por ejemplo: Mas *et al.*, 1993, 1997b, 2002). En el sector occidental, el

comienzo del rifting ha sido analizado por Arribas *et al.* (2002, 2003, 2007a). Estos autores describen una evolución desde una petrofacies cuarzosedimentolítica procedente de la erosión del Jurásico marino pre-rift a una petrofacies cuarzofeldespática procedente de la erosión de terrenos metamórficos.

Sin embargo, los sedimentos con los que comienza el relleno de la Cuenca de Cameros en su sector oriental han sido poco estudiados desde el punto de vista petrológico, dado el metamorfismo que afecta a este sector. Este estudio pretende aportar datos relativos a la sedimentación del Grupo Tera (Tithoniense-Berriasiense) en el sector oriental de la cuenca, centrándose en la caracterización petrográfica de las distintas formaciones que lo constituyen, reconstruyendo los procesos diagenéticos y metamórficos que han sufrido estos materiales, así como realizar una comparación con los datos preexistentes del sector occidental de la cuenca. Por lo tanto, este trabajo aportará una visión global de la configuración de la Cuenca de Cameros en las primeras etapas de su relleno. El conocimiento de la composición y procedencia de los primeros depósitos del rifting puede ser importante para la comprensión del propio proceso de rifting.

Asimismo, y dado que es en el sector oriental en el que se manifiesta el metamorfismo de edad Albiense-Coniaciense (Casquet *et al.*, 1992), hemos querido profundizar en los efectos y manifestaciones que dicho metamorfismo ha tenido en los depósitos del Grupo Tera, así como la influencia posterior del metamorfismo eoceno. La discriminación y caracterización de ambos procesos metamórficos ha sido posible gracias a un estudio petrográfico combinado con la microtermometría de inclusiones fluidas.

Por todo lo comentado anteriormente, nos hemos planteado los objetivos parciales que describimos a continuación:

- Análisis de facies de los depósitos detríticos y carbonáticos del Grupo Tera. Este objetivo implica el levantamiento de quince columnas estratigráficas (fig. 1.3), situadas en las zonas Norte, Centro y Sureste del sector oriental de la Cuenca de Cameros.
- Revisión del registro estratigráfico del Grupo Tera en el sector oriental de la Cuenca de Cameros y división en Secuencias Depositionales (SD), unidades de carácter litoestratigráfico con rango de Formación, y análisis y correlación de las mismas.
- Reconstrucción de la evolución espacial y temporal de los medios sedimentarios en los que se depositaron las distintas formaciones, elaborando un modelo sedimentario que integre los datos para el sector oriental de la Cuenca de Cameros, prestando especial atención a la evolución temporal y espacial de los sistemas de depósito (medios

sedimentarios), así como las diferencias que se observan entre las distintas áreas (Norte, Centro y Sureste).

- Análisis petrológico de detalle de los depósitos detríticos y carbonáticos del Grupo Tera en el sector oriental de la Cuenca de Cameros.
- Análisis cuantitativo de la procedencia de las areniscas del Grupo Tera del sector oriental de la Cuenca de Cameros, para definir las distintas petrofacies existentes y establecer correlación con las formaciones, delimitando las posibles áreas fuentes de las mismas.
- Comparación de los resultados de la procedencia de areniscas del sector oriental con los del sector occidental de la Cuenca de Cameros (Arribas *et al.*, 2002, 2003, 2007a), para reconstruir la evolución paleotectónica durante el registro del Grupo Tera a nivel de cuenca sedimentaria. El análisis de la procedencia en su conjunto permitirá asimismo una mejor comprensión del proceso de rifting que generó la Cuenca de Cameros. Los resultados que se obtengan podrán servir para comparar datos petrológicos de cuencas que constituyen el sistema de rift Mesozoico Ibérico y con cuencas de rift modernas, contribuyendo así a un modelo general de la evolución de las petrofacies arenosas en cuencas de rift.
- Estudio de la diagénesis del conjunto de depósitos del Grupo Tera, en especial de los depósitos arenosos. Dicho estudio incluye la reconstrucción de la compactación mecánica y química, la cementación, la evolución de la porosidad, así como la reconstrucción de las salinidades y temperaturas de los fluidos que afectaron al Grupo Tera durante su enterramiento y posterior exhumación. Se pretende establecer un modelo diagenético que explique coherentemente cada uno de los procesos que han tenido lugar, relacionándolos con la evolución de la cuenca sedimentaria. Este objetivo incluye asimismo establecer una comparación entre los procesos diagenéticos acaecidos en las zonas Norte, Centro y Sureste del sector oriental de la Cuenca de Cameros.
- Caracterización de las secuencias de cementos metamórficos que rellenan las fracturas generadas durante los procesos tectónicos que han afectado a los depósitos del sector oriental del Grupo Tera, reconstruyendo las características de los distintos tipos de fluidos a partir de los cuales se formaron dichos cementos.

- Integrar la evolución sedimentaria y paleotectónica, así como los procesos diagenéticos y metamórficos posteriores, asignando en la medida de lo posible edades y profundidades aproximadas para los distintos procesos.

3. ANTECEDENTES

3.1. TRABAJOS DEL SIGLO XIX

La primera cita encontrada se refiere a la geología del Moncayo (situado al sureste de Ágreda) (Ezquerro, 1841). Considera las calizas del Jurásico como Carboníferas, y los materiales infrayacentes como Devónicos.

Aránzazu (1877) realiza una descripción de la geología, fisiografía y fuentes termales de las provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara.

Palacios (1882) describe las piritas presentes en los materiales situados al Norte del Moncayo, que considera Jurásicos.

Mallada (1884, 1885, 1887) describe los fósiles del Jurásico, Triásico y “Cretáceo” inferior de España.

Palacios y Sánchez Lozano (1885) describen los materiales del Weald de las provincias de Soria y Logroño, les atribuyen un origen deltaico y distinguen varias unidades. En 1890, Palacios realiza una Memoria para la Comisión del Mapa Geológico de España sobre la geología de la provincia de Soria, cartografiando a escala 1:400.000. Asimismo, Sánchez Lozano (1894) realiza otra Memoria para la Comisión del Mapa Geológico de España, en este caso sobre la geología de la provincia de La Rioja. En ella describe y subdivide las facies del Jurásico y del Cretácico en dicha provincia.

Lazarret (1896) realiza su tesis doctoral sobre la geología de la parte de la Cuenca de Cameros situada en las provincias de Burgos y de Logroño.

3.2. TRABAJOS DE LA PRIMERA MITAD DEL SIGLO XX

A comienzos del siglo XX se realizaron varios trabajos sobre la geología del Moncayo. Vicente (1903) realiza un trabajo sobre el Jurásico en la zona del Moncayo. Gómez de Llarena (1917) y Palacios (1917) describen los materiales del Triásico pero los atribuyen al Carbonífero. Navás realiza una descripción de los materiales presentes en el Moncayo. Este trabajo incluye también aspectos mineralógicos e hidrológicos de la zona.

San Miguel (1921) estudia el Cretácico del Este de Burgos, datándolo como Cretácico Inferior.

Royo Gómez (1926) cita la presencia de peces en el Weald de la zona Este de la cuenca. Este mismo autor, en 1927, expone las características del Weald.

Joly (1927) presenta un trabajo sobre la geología de la cadena celtibérica, en el que describe la estratigrafía del Paleozoico y del Mesozoico de las provincias de Soria, la Rioja y Zaragoza. Este estudio incluye también datos sobre la tectónica y la historia geológica de las áreas citadas.

Olagüe (1935 y 1936) estudia la estratigrafía del Jurásico de la Rioja. A partir de 1936 hay un periodo del que no existen publicaciones, debido al paréntesis que supuso la guerra civil española.

Saénz García (1942, 1945 y 1948) trabaja en el Jurásico Superior y Cretácico Inferior de la provincia de Soria y deduce que el borde de la cuenca se encontraba al Sur de Soria. Realiza correcciones sobre los trabajos de Palacios.

3.3. TRABAJOS DE LA SEGUNDA MITAD DEL SIGLO XX

En este apartado y dada la diversidad de las publicaciones existentes, las revisaremos dividiéndolas en varios temas fundamentales relacionados con este estudio: la estratigrafía de la Cuenca de Cameros, el Jurásico Superior marino en la Cuenca de Cameros, el metamorfismo en la Cuenca de Cameros y la procedencia y diagénesis de las areniscas en la Cuenca de Cameros.

3.3.1. TRABAJOS RELACIONADOS CON LA ESTRATIGRAFÍA DE LA CUENCA DE CAMEROS:

Los primeros trabajos estratigráficos detallados constituyen referencias importantes, puesto que han sido la base de muchos estudios posteriores. Beuther (1966) establece tres grupos estratigráficos en el sector occidental de la Cuenca de Cameros (Tera, Oncala y Urbión) y Tischer (1966 a y b) establece cinco en el oriental (Tera, Oncala, Urbión, Enciso y Oliván), atribuyendo a los materiales del Grupo Tera y de la base del Grupo Oncala un origen deltaico. Estos autores se basaron en el marco cronoestratigráfico establecido por otro autor alemán, Kneuper-Haack (1966), que consideró el conjunto del relleno de la cuenca como Kimmeridgiense-Valanginiense basándose en la distribución bioestratigráfica de los ostrácodos. Posteriormente, Brenner (1976) modificó esta datación, utilizando también el análisis bioestratigráfico de ostrácodos, considerando el relleno sedimentario como Kimmeridgiense-Barremiense.

En su tesis doctoral Bulard (1972) propone la existencia del estrecho de Soria durante el Kimmeridgiense y gran parte del Jurásico, que comunicaba la Cuenca Ibérica (dominio Tethysiano) con la Cuenca Vasco-Cantábrica (dominio boreal).

Posteriormente, Salomón (1982) estudia la estratigrafía de la cuenca en su conjunto, diferenciando los dos sectores y ampliando el intervalo estratigráfico de relleno de la cuenca, considerándolo Kimmeridgiense-Aptiense. Además, indica la posible relación entre la Cuenca de Soria y la Cantábrica. Las subdivisiones que establece este autor son muy diferentes a las de los autores alemanes, puesto que están basadas en criterios litoestratigráficos y en el establecimiento de ciclos y megaciclos de naturaleza tectono-sedimentaria.

Dentro de los autores alemanes hay que destacar también las aportaciones de Schudack (1987) al análisis bioestratigráfico de la cuenca oriental, mediante el estudio de carofitas. En el trabajo de Schudack y Schudack (1989) se establecen y describen cuatro asociaciones de fósiles (fundamentalmente caráceas y ostrácodos), dentro de lo que denominan como Fms. Tera y Oncala. La asociación I presenta una edad Kimmeridgiense terminal, caracteriza a una facies carbonática de transición marina-continental, puesto que los microfósiles que aparecen muestran diferentes tolerancias ecológicas. La parte inferior de la Fm. Tera la datan también como Kimmeridgiense terminal, por la transición continua que consideran que existe con la Fm. Talveila al SW de la cuenca. La asociación II caracteriza al Tithoniense. Debido al predominio de materiales siliciclásticos hay pocas capas datadas como tithonienses. Por último, durante el Berriasiense, establecen dos asociaciones de fósiles (III y IV). La asociación IV es indicativa ya de condiciones salobres, provocadas por la penetración del mar desde el SE, y se registra en la Sierra de la Demanda y en las zonas Sur y Este de la Cuenca de Cameros.

La primera propuesta moderna de modelo de cuenca se debe a Guiraud y Seguret (1985). Dividen el relleno sedimentario en cinco ciclotemas, desde el Kimmeridgiense al Aptiense, que consideran formados en un delta de carácter fluvial. Señalan que cada uno de estos ciclotemas comienza con depósitos clásticos de grano grueso y origen fluvial, pasando hacia techo a carbonatos lacustres o marinos someros. El primero de los ciclotemas presenta una edad Kimmeridgiense-Berriasiense Inferior, y se encuentra dividido en dos: el I₁ constituido por las Formaciones Tera y Magaña de carácter siliciclástico, y el I₂ constituido exclusivamente por los carbonatos de la Formación Matute. Durante la sedimentación del primer ciclotema el margen SE de la cuenca actuó como una falla de desgarre sinistral con dirección aproximada N60°E. Teniendo en cuenta la posición geográfica de la zona con sedimentos más gruesos dentro de las Fms. Tera y Magaña, estos autores sitúan el área fuente principal a lo largo de este margen SE de la cuenca, sin precisar mucho más. Asimismo indican que no aparecen sedimentos de este ciclotema en la parte noroeste de la cuenca.

En lo referente a la modelización de la cuenca, la consideran como un gran sinclinal sinsedimentario de unos 50 Km de ancho, cuya génesis estaría relacionada con la tectónica extensional que dio origen a la cuenca sedimentaria. Consideran el cabalgamiento del Norte de la cuenca (cabalgamiento de Cameros) como el resultado de la inversión tectónica de una gran falla normal generada al inicio del Cretácico, que alcanzase en profundidad las capas de *facies*

Keuper del Triásico. Dicha falla generaría un semigraben sobre el basamento, desplazándose los sedimentos Jurásicos marinos sobre las arcillas y los yesos del *Keuper*, que actuarían como nivel de despegue, lo que explicaría la migración hacia el Norte de los sucesivos depocentros y el *on lap* sobre el Malm marino. Por lo tanto, esta geometría sería respuesta a un proceso de deformación sinsedimentaria, no de una progradación.

Casas-Sainz (1992, 1993), Casas-Sainz y Simón Gómez (1992), Casas-Sainz y Gil-Imaz (1994, 1998), Casas-Sainz *et al.* (1995) y Mata *et al.* (2001) estudian la estructura de la Cuenca de Cameros. Consideran la existencia de una falla lístrica con buzamiento Sur generada a favor de las facies *Keuper*. Dicha falla se invertiría durante la compresión alpina, con un desplazamiento máximo de 30 Km.

En los trabajos de Mas *et al.* (1993, 1997 b, 2002, 2003) y Guimerà *et al.* (1995) se propone un nuevo modelo de cuenca para Cameros. Estos autores consideran que la hipótesis de Guiraud y Seguret (1985) resulta improbable desde un punto de vista mecánico, puesto que implicaría el desplazamiento hacia el Sur durante la extensión tectónica de una lámina de carbonatos jurásicos con un grosor máximo aproximado de 1 Km y anchura y longitud de decenas de kilómetros, y el posterior desplazamiento aproximadamente equivalente hacia el Norte de dicha lámina durante la contracción (inversión tectónica). La lámina tendría que haberse desplazado sin perder su continuidad decenas de kilómetros bajo condiciones subaéreas, ya que el relleno de la cuenca es de naturaleza continental, y mantener después su continuidad en la contracción terciaria. Como hipótesis alternativa proponen que se trate de una cuenca sinclinal formada sobre una rampa con buzamiento Sur en una falla horizontal extensiva (*extensional ramp basin*). La diferencia fundamental con el modelo de Guiraud y Seguret reside en la profundidad de la falla generadora de la cuenca sedimentaria. En el modelo de Mas *et al.* se encuentra en el basamento, a varios kilómetros de profundidad (Fig. 1.6), mientras que para Guiraud y Segures esta falla llega hasta la superficie.

Clemente *et al.* (1991a) definen cinco secuencias de depósito limitadas por discontinuidades para el sector occidental de la Cuenca de Cameros. Dentro de los estadios iniciales de relleno de la cuenca en la cubeta occidental, señala que la secuencia deposicional Tithoniense-Berriasiense (SD-1) está representada básicamente por facies lacustres en la parte Sur (Clemente, 1991b).

Ya en el sector oriental, cabe destacar la tesis doctoral de Gómez Fernández (1992) y el trabajo de Gómez Fernández y Meléndez (1994), centrados ambos en las etapas iniciales de relleno en dicho sector. Estos autores mantienen el modelo de cuenca propuesto por autores anteriores (Guiraud y Segured, 1985; Casas-Sainz, 1992; Casas-Sainz y Simón Gómez, 1992), considerando que la cuenca estuvo generada por una gran falla lístrica en su borde Norte. Asimismo, definen una serie de unidades aloestratigráficas: cinco Aloformaciones separadas por discontinuidades generadas fundamentalmente por causas tectónicas. Las tres primeras

constituyen el Alogrupo Tera (Tithoniense-Berriasiense), y se denominan Aloformación Ágreda, Aloformación de Magaña y Aloformación de la Sierra de Matute. A techo del Alogrupo Tera aparece el Alogrupo Oncala, de edad Berriasiense. En estos trabajos se presenta una cartografía geológica de ambos Alogrupos y una serie de mapas de isopacas de cada una de las unidades definidas. Por su relación con el presente estudio comentamos a continuación la los datos sedimentológicos aportados de las Aloformaciones que constituyen el Alogrupo Tera en Gómez Fernández (1992) y Gómez Fernández y Meléndez (1994):

- Aloformación Ágreda: se apoya discordantemente sobre la Fm. Calizas Negras de Aldealpozo en el flanco Oeste del anticlinal de Págado (ver San Felices en fig. 1.3) y sobre la Fm. Torrecilla en Cameros, en cuyo techo aparece un paleokarst en la zona de Almajano (fig. 1.3) y Las Casas. Esta unidad se encuentra dividida en dos litosomas. El primero se sitúa al NE en el área de Torrecilla en Cameros (al Norte de Almarza, fig. 1.3), produciéndose la sedimentación en sistemas fluviales meandriformes, siendo la potencia del registro inferior a los 10 metros. El segundo litosoma se encuentra en la zona de Ágreda (fig. 1.3). En este caso se trata de los depósitos de un abanico aluvial, así como depósitos de llanura aluvial con canales meandriformes en la parte Sur del surco de Ágreda. La Aloformación Ágreda presenta según estos autores una edad Tithoniense (datada con caráceas) y aportes procedentes desde el SE y secundariamente del SW.
- Aloformación Magaña: se apoya discordantemente sobre la Aloformación Ágreda cuando ésta existe. Se trata de una unidad formada por materiales de naturaleza detrítica, de carácter fluvial, y cuya área fuente se encontraría hacia el W, posiblemente en el “Macizo Castellano”. Los medios sedimentarios evolucionan de la zona más occidental a la más oriental de sistemas fluviales trenzados (*braided*) de gravas a arenosos, y más hacia el Oeste a sistemas meandriformes de escasa pendiente y extensa llanura de inundación.
- Aloformación de la Sierra de Matute: se apoya discordantemente sobre la unidad anterior. Presenta un carácter mixto detrítico-carbonático, aunque con cierto predominio de los detríticos. La sedimentación tuvo lugar en sistemas fluviales de tipo meandriforme. Aparecen también sistemas lacustres y palustres hacia el Sur. Estos autores señalan la presencia de miliólidos en la zona S, que son indicativos de las contaminaciones marinas, procedentes del SE, y que condicionaron la sedimentación de esta unidad. Asimismo, indican un cambio en el área madre con respecto a las unidades anteriores, puesto que los aportes procederían del noroeste.

Los trabajos de Platt (1989a, 1989b, 1990 y 1995) se centraron en los depósitos continentales Jurásico Superior- Cretácico Inferior del sector oriental de la Cuenca de Cameros.

Según este autor, la sedimentación continental comenzó en el Kimmeridgiense Superior en dicho sector.

Cabe destacar los trabajos de Alonso y Mas (1990), Benito (2001), Benito y Mas (2001, 2002, 2006) y Benito *et al.* (2001, 2003, 2005, 2006a y b), centrados en la sedimentología y la evolución diagenética de la Fm. arrecifal Torrecilla en Cameros y de calizas lacustres y conglomerados de los niveles suprayacentes (base del Gr. Tera, Afm. Ágreda). En estos trabajos, queda patente la ausencia de una continuidad entre el registro marino y el continental dentro del Jurásico superior de la cuenca. Los conglomerados de la base de la Afm. Ágreda están formados esencialmente por cantos de caliza, procedentes de la erosión de la parte superior de la unidad arrecifal, ya edafizada y ferruginizada, y de la erosión de calizas lacustres y palustres que se depositaron después de la Fm. Torrecilla en Cameros en áreas adyacentes de la cuenca. Señalan asimismo la génesis de karstificaciones y paleosuelos en la columna de Renieblas (localidad contigua a Almajano, fig. 1.3) y en Torrecilla de Cameros (al norte de Almarza, fig. 1.3) sobre el techo de la Fm. Torrecilla en Cameros.

Hay que destacar por otra parte la división estratigráfica del relleno de la cuenca realizada por este grupo de investigación. El registro sedimentario quedó dividido inicialmente en seis secuencias deposicionales (Mas *et al.*, 1993, Mas *et al.*, 1997 b). Este esquema estratigráfico fue revisado y mejorado en publicaciones posteriores (Mas *et al.*, 2002, Mas *et al.*, 2003, Mas *et al.*, 2004), quedando definidas actualmente un total de ocho secuencias deposicionales. Este cambio de seis a ocho secuencias deposicionales se justifica mediante la división de la antigua SD 1 (Tithoniense-Berriasiense) en tres. El Grupo Tera se encuentra constituido por las SD 1 y 2, de edad Tithoniense-Berriasiense (Mas *et al.*, 2004). Para resumir las consideraciones de los distintos autores sobre el comienzo del relleno de la cuenca (Grupos Tera y Oncala) se ha realizado un cuadro explicativo (fig. 3.1). Otros cuadros explicativos que resumen los antecedentes en cuanto a la estratigrafía de la Cuenca de Cameros se pueden encontrar en Gómez Fernández (1992) y en Martín-Closas y Alonso (1998). La división estratigráfica del relleno sedimentario de la Cuenca de Cameros en su conjunto queda reflejada en el cuadro estratigráfico de la figura 1.5.

El trabajo de Martín-Closas y Alonso (1998) divide el relleno sedimentario del sector occidental de la cuenca en cinco secuencias deposicionales (SD), y datan las tres primeras mediante el análisis bioestratigráfico de carofitas en el sector occidental. La primera secuencia deposicional (Tithoniense-Berriasiense) registra varios pulsos sedimentarios de facies aluviales en la base (Fms. Nuestra Señora de Brezales, Jaramillo y Río de Sacedal) que pasan distalmente y hacia techo a facies lacustres (Fms. Boleras, Campolara y Río de San Marcos). Señalan también la importancia de esta biozonación como patrón de comparación con el sector oriental, en la que los materiales de esta secuencia estarían representados como mínimo por el Alogrupo

Tera, constituido por las Aloformaciones Tera, Magaña y Matute, y quizás por las Aloformaciones Huérteles y Valdeprado (Alogrupo Oncala).

En cuanto a la cronoestratigrafía, Martín-Closas y Alonso (1998) datan los materiales de lo que denominan SD 1 (equivalente a los grupos Tera y Oncala) en el sector occidental como Tithoniense-Berriasiense Inferior en la base de secuencia y Berriasiense Medio hacia el techo de la misma. Esta datación se realiza mediante análisis bioestratigráfico de carofitas (biozonas *Maillardii* e *Incrassatus*, respectivamente).

También en el sector occidental Arribas *et al.* (2003) proponen una nueva división del registro de este sector en siete secuencias deposicionales.

Mas <i>et al.</i> , 2002, 2004				Martín Closas & Alonso, 1998				Beuther, 1966	Salomón, 1992	Platt, 1989, 1990	
W			E	W		E				W	E
SD 3	Gr. Oncala Berriasiense	Fm. San Marcos	Fm. Valdeprado	SD I: Tithoniense-Berriasiense	Fm. Río de San Marcos	Fm. Río del Sacedal	Fm. Matute	Gr. Tera pp.	Fm. Matute	Fm. Rupelo	Fm. Hortezielos pp. Fm. Castrovido pp.
		Fm. Sacedal	Fm. Huérteles		Fm. Campolara	Fm. Jaramillo de la Fuente	Sondeo		Fm. Hortezielos		
SD 2	Gr. Tera Tithoniense	Fm. Campolara	Fm. Sierra de Matute		Fm. Bolerias		Fm. Hoyo del Moro		Fm. Castrovido		
		Fm. Jaramillo de la Fuente	Fm. Magaña		Fm. Nuestra Señora de Brezales						
SD 1	Gr. Tera Tithoniense	Fm. Bolerias	Fm. Ágreda								
		Fm. Nuestra Sra. De Brezales									

Fig. 3.1: Cuadro explicativo sobre los antecedentes relativos a la estratigrafía del comienzo del relleno de la cuenca de Cameros (Grupos Tera y Oncala). En los casos en los que se divide la información en varias casillas, ésta está estructurada de Oeste a Este, como se indica en la parte superior.

3.3.2. TRABAJOS RELACIONADOS CON EL JURÁSICO SUPERIOR MARINO EN LA CUENCA DE CAMEROS:

El Jurásico Superior marino constituye la base de los materiales del Grupo Tera objeto de este estudio. Además, como se verá más adelante, representa una de las áreas fuente de los primeros sedimentos del Gr. Tera. Estas dos razones justifican la inclusión de este apartado dentro de los antecedentes.

Alonso *et al.* (1986-87) describen los arrecifes coralinos del Malm en la Sierra de Cameros. Posteriormente (Alonso *et al.*, 1989 y Alonso y Mas, 1990) caracterizan los tipos de plataformas carbonáticas dentro del Jurásico Superior. Por encima de la discontinuidad Calloviense Superior-Oxfordiense distinguen dos secuencias deposicionales que coinciden con

las Fms. Calizas Negras de Aldealpozo, de edad Oxfordiense Medio y Superior y Torrecilla en Cameros, de edad Kimmeridgiense Inferior (Fig. 1.2). La primera constituye una plataforma de tipo rampa carbonática, basculada hacia el NW y con importantes influencias clásticas hacia el SW y NE. La reestructuración de esta plataforma genera una discontinuidad de edad Oxfordiense Superior, sobre la que se implanta un importante complejo arrecifal, que constituye la Fm. Torrecilla. En los sectores de Soria y Sur del Moncayo predominó la acreción vertical en los arrecifes, mientras que en el de Torrecilla predominó la acreción frontal frente a la vertical. A techo de la Fm. Torrecilla señalan la existencia de una discordancia cartográfica, sobre la que se depositaron sedimentos de carácter continental (Grupo Tera).

La sedimentología y diagénesis de esta unidad arrecifal han sido estudiadas exhaustivamente por este grupo de investigación (Mas *et al.*, 1997a, Benito, 2001, Benito y Mas, 2001, Benito *et al.*, 2001, Benito y Mas 2002, Benito *et al.*, 2003, Benito *et al.*, 2005; Benito *et al.*, 2006 a y b). A continuación se pasa a realizar un breve resumen de la diagénesis de la Fm. Calizas con Corales de Torrecilla en Cameros, puesto que parte de los cementos descritos en la misma se observan también en el Gr. Tera.

Durante el Kimmeridgiense Terminal, la Fm. Torrecilla en Cameros sufrió una extensa exposición y tuvieron lugar procesos de neomorfismo, disolución de aragonito y HMC y precipitación de cementos de calcita meteórica. Desde el Tithoniense hasta el inicio del Albiense la Fm. Torrecilla en Cameros se entierra como consecuencia de la sedimentación de los depósitos de la Cuenca de Cameros. Durante esta etapa precipitaron cementos de calcita ferrosa. En la zona Sur del Moncayo la Fm. Torrecilla en Cameros sufrió un enterramiento menor, por lo que la diagénesis permaneció controlada por las aguas meteóricas.

Una fase de anquerita *saddle* o barroca precipitó en la porosidad remanente postdatando los cementos de calcita ferrosa, en los sectores de Soria y Torrecilla y después de la calcita meteórica en el sector Sur del Moncayo. La precipitación de esta anquerita *saddle* la interpretan como probablemente relacionada con el metamorfismo cretácico de la cuenca. Tras la anquerita, precipitó un cemento de dolomita syntaxial que también asocian al metamorfismo hidrotermal cretácico. Asimismo tuvo lugar la precipitación de pirita y caolinita.

La porosidad remanente se rellenó con calcita esparítica no ferrosa en los sectores de Soria y Torrecilla, y por calcita ferrosa en el sector del Moncayo. Estos cementos precipitaron posiblemente durante la compresión alpina. Además, en el área de Torrecilla de Cameros se formó una mineralización de tipo Mississippi-Valley asociada a la llegada de hidrocarburos, y constituida por dolomita, fluorita, celestina y esfalerita, con presencia de hidrocarburos sólidos.

Por último, y como consecuencia de los procesos tectónicos de exhumación, la Fm. Torrecilla en Cameros quedó expuesta subaéreamente y sufrió una serie de procesos diagenéticos meteóricos, como el reemplazamiento de la calcita ferrosa y la anquerita por calcita no ferrosa.

3.3.3. TRABAJOS RELACIONADOS CON EL METAMORFISMO EN LA CUENCA DE CAMEROS:

Como ya se ha mencionado, un volumen muy importante de los sedimentos del sector oriental de la cuenca se vieron afectados por un metamorfismo de bajo y muy bajo grado. A continuación se resumen las características e interpretaciones de los distintos autores que han investigado en este campo. En la figura 1.3.C se encuentran representadas las áreas afectadas por el metamorfismo en la Cuenca de Cameros.

Golberg *et al.* (1988) estudian el metamorfismo de la Cuenca de Cameros, datándolo en función de las fengitas neoformadas en $99,5 \pm 2,2$ Ma, considerándolo como contemporáneo con el relleno de la cuenca.

En su tesis doctoral, Guiraud (1983) relaciona el metamorfismo con el proceso de adelgazamiento cortical ligado a la formación de una cuenca de *pull-apart*. En una publicación posterior, Guiraud y Seguret (1985) lo caracterizan como un metamorfismo dinamotérmico, con carácter regional y sinsedimentario. Proponen una temperatura entre los 420°-520°C, presiones de entre 0,5-4 Kb y un gradiente geotérmico de 100°-150°C/Km. Justifican el carácter sinsedimentario por la ausencia de metamorfismo en las zonas adyacentes a la cuenca (las Sierras de la Demanda y del Moncayo), por lo que proponen como edad del metamorfismo la edad del relleno de la cuenca: del Jurásico terminal al Cretácico Inferior. Asimismo, estos autores aportan datos puntuales de diagénesis y composición química de minerales y son los primeros en citar la existencia de cloritoide en la cuenca. En Mata *et al.* (1990) se encuentran recogidos los datos de la caracterización geoquímica de dichos cloritoides.

Los resultados posteriores (p. ej. Casquet *et al.*, 1992, Barrenechea 1994, Barrenechea *et al.*, 1995, 1998, 2000, 2001, Alonso-Azcárate, 1997, Alonso-Azcárate *et al.*, 1995, 1999, 2001, 2002, Mantilla-Figueroa, 1999, Mantilla-Figueroa *et al.*, 1998, 2002) obtenidos a partir del estudio detallado de la cuenca desde distintos enfoques (mineralógico, petrológico, geoquímico y estructural) y aplicando distintas técnicas analíticas (microtermometría de inclusiones fluidas, dataciones radiométricas, parámetros cristaloquímicos de filosilicatos, microtermometría de cloritas, termometría isotópica y el estudio geoquímico de yacimientos de sulfuros) definen el metamorfismo como hidrotermal y posterior al relleno de la cuenca. El primer trabajo en este sentido, de Casquet *et al.* (1992), presenta la datación mediante el método K/Ar del metamorfismo hidrotermal, con una edad Albiense-Coniaciense (108-86 Ma). En dicho estudio, queda caracterizado como un metamorfismo de grado bajo a muy bajo, que no superó probablemente los 340°C (condiciones de pico metamórfico: 1 Kb. y $326 \pm 13^\circ\text{C}$), generado por soluciones acuosas hiposalinas con cantidades menores de CO₂.

Barrenechea realiza su tesis doctoral (1994) sobre los depósitos arcillosos del Grupo Urbión y la transición entre la diagénesis y el metamorfismo de grado bajo. Los resultados del grado de cristalinidad de la illita del Grupo Urbión en el sector oriental de la Cuenca de Cameros se encuentran recogidos en Barrenechea *et al.* (1995). Asimismo, se publicaron datos de cristalinidades de illita y clorita para el Tithoniense-Berriasiense (Grupos Tera y Oncala) del sector oriental de la Cuenca de Cameros en Barrenechea *et al.* (1998 y 2001). Mediante el estudio de dichas cristalinidades, estos autores ponen de manifiesto que la asociación mineralógica de menor grado se localiza en el borde Sur de la Cuenca de Cameros, observando un aumento en la cristalinidad de la clorita y de la illita del NW al SE, lo que sugiere un aumento del grado metamórfico, que explican mediante variaciones locales en el tipo de facies y variaciones en el patrón de circulación de fluidos, reforzando así la hipótesis del metamorfismo de carácter hidrotermal. Asimismo, consideran las *black shales* del techo del Grupo Oncala como una barrera hidrológica que impidió la comunicación entre los Grupos Oncala y Urbión. La compresión terciaria es posterior al evento metamórfico principal y la consideran responsable de las cristalinidades de illita y clorita menores medidas en el extremo SE de la cuenca (anticlinal del Pégado), es decir, indicativas de un mayor grado metamórfico (Barrenechea *et al.*, 2001). En Barrenechea *et al.* (2000) están recogidos datos de mineralogía de arcillas del perfil de Matasejún (equivalente a la columna estratigráfica del Collado de San Pedro Manrique de este trabajo, ver apartado 5.1.3.6). Dicha publicación se centra en el registro Tithoniense-Berriasiense, en concreto en la Fm. Sierra de Matute (Grupo Tera) y en el Grupo Oncala, poniendo de manifiesto la existencia de inversiones térmicas dentro de la cuenca (mayores temperaturas dentro del Gr. Urbión con respecto al Gr. Oncala).

Mata (1997) caracteriza en su tesis doctoral la mineralogía de la Cuenca de Cameros. En relación al metamorfismo, esta autora mantiene la hipótesis de un metamorfismo de enterramiento, provocado por una anomalía térmica ligera ligada a la extensión de la cuenca, dentro del proceso de rifting. En Mata *et al.* (1996, 2001) se recogen y discuten datos estructurales, isotópicos y de paleotemperaturas medidas en inclusiones fluidas primarias en las venas de cuarzo de los distintos grupos de la Cuenca de Cameros. Las temperaturas de homogenización (Th) de las inclusiones fluidas medidas en cristales de cuarzo se encuentran entre 107-225°C. A partir de estas paleotemperaturas, calcula un gradiente geotérmico de 27-41°C/Km durante la etapa extensional, y deduce una erosión de aproximadamente 1500 m de sedimentos. A partir de criterios petrográficos (presencia de cristales de cloritoide orientados al azar en una matriz fuertemente orientada y cortando los planos de esquistosidad) consideran que el pico metamórfico postdata al estadio extensional de subsidencia y la formación de la esquistosidad. En cuanto a la formación de los yacimientos de piritas, los considera relacionados con la presencia de pirita diagenética temprana, ligada a la materia orgánica en medios reductores. La removilización de estos sulfuros preexistentes permitiría la formación de grandes

cristales de pirita tardíos o retrometamórficos ligados a la génesis de cookeita (mica aluminica pobre en hierro y rica en Li). La cookeita aparece formando una fina envuelta alrededor de los cristales de pirita (Mata y López-Aguayo, 2002). Asimismo, Mata *et al.* (1998) describen agregados de filosilicatos constituidos fundamentalmente por micas blancas y cloritas de composición chamosítica en muestras de los Grupos Urbión y Enciso.

Alonso-Azcárate realiza su tesis doctoral (1997) en los depósitos del Grupo Enciso. En ella, caracteriza las piritas de la Cuenca de Cameros como depósitos metamorfogénicos resultado de un proceso de movilización, producto del metamorfismo hidrotermal. El amplio rango de composición isotópica que muestran las diferentes mineralizaciones parece indicar que deben existir diferentes fuentes de azufre con distintas firmas isotópicas. Debido a que los yacimientos de pirita no están asociados a ningún accidente tectónico importante que pudiera introducir azufre al interior del sistema, las fuentes de azufre deben encontrarse en los sedimentos de la cuenca.

Las piritas aparecen en niveles lutíticos siempre en contacto con capas de arenisca, las cuales actuaron durante el metamorfismo como acuíferos transportando fluidos calientes con azufre (Alonso-Azcárate *et al.*, 1999). Como fuentes posibles del Azufre proponen la termoreducción de sulfatos triásicos reciclados y las piritas sedimentarias que aparecen en los sedimentos de la cuenca. La fuente de hierro se encontraría también en los propios sedimentos estudiados, en concreto las cloritas ferrosas presentes en las lutitas. Las piritas se formarían mediante la sulfurización de estos filosilicatos. A partir de las temperaturas estimadas mediante el par sulfato-sulfuro (aproximadamente 360°C) y las inclusiones de cloritoide que presentan las piritas, establece que las piritas son coetáneas con el pico metamórfico para la Cuenca de Cameros. Asimismo, relaciona las distintas morfologías de las piritas de los diferentes yacimientos presentes en la Cuenca de Cameros con los distintos tipos de facies sedimentarias que aparecen en los mismos (Alonso-Azcárate *et al.*, 2001, 2002). Los yacimientos de Ambasaguas y A. Canadillas se encuentran en medios de depósito de llanura deltaica lacustre, ricos en materia orgánica en los que existe abundante pirita sedimentaria y sulfatos, generando unas condiciones de sobresaturación que dieron lugar a la formación de morfologías de piritoedro y cubo-piritoedro con las caras fuertemente estriadas, cristales con morfologías de crecimiento cuarteado y agregados de cristales de grano fino. Por otro lado, los yacimientos de Navajún, Valdeperillos, Valdenegrillos, Valoria y Munilla aparecen en materiales depositados por sistemas meandriformes en los que la formación de piritas sedimentarias es menor y no presentan concentraciones de sulfatos importantes. Las condiciones de baja saturación permitieron la formación de cristales cúbicos de caras lisas, cristales con morfologías aplanadas y alargadas y cubo-octaédricos. En Alonso-Azcárate *et al.* (1995) están recogidas medidas de cristalinidades de illita y clorita para los Grupos Urbión y Enciso en el sector oriental de la

Cuenca de Cameros. La diagénesis y el metamorfismo de los nódulos edáficos del Grupo Urbión están resumidos en Alonso-Azcárate *et al.* (1997).

Mantilla-Figueroa realiza su tesis doctoral (1999) sobre el metamorfismo de la Cuenca de Cameros. Caracteriza geoquímicamente las inclusiones fluidas secundarias de venas de cuarzo de los grupos Tera, Oncala y Urbión, obteniendo paleotemperaturas inferiores al pico metamórfico (220-240°C), por lo que interpreta que fueron atrapadas durante la etapa retrógrada, aunque la composición del fluido fue probablemente muy similar a la del pico metamórfico. En Mantilla-Figueroa *et al.* (2002) están recogidos los datos de geocronología de K-Ar en illitas autigénicas, que ponen de manifiesto la presencia de dos procesos metamórficos que afectaron la Cuenca de Cameros: un primer metamorfismo entre 90-100 Ma (final del Cretácico Inferior, comienzo del Cretácico Superior), y un segundo metamorfismo menos importante hace 40 Ma (Paleógeno), relacionado con el inicio de la inversión de la cuenca. En Mantilla-Figueroa *et al.* (1998) se presentan e interpretan datos de inclusiones fluidas de venas del Grupo Oncala, así como datos de isótopos de oxígeno y de SEM (*Scanning Electron Microscope*).

3.3.4. TRABAJOS RELACIONADOS CON LA TECTÓNICA, FRACTURACIÓN Y RELLENO DE FRACTURAS EN LA CUENCA DE CAMEROS:

A lo largo de la Cuenca de Cameros se observan una gran cantidad de fracturas rellenas de cementos, compuestos mayoritariamente por cuarzo y carbonato. Dichas fracturas son especialmente abundantes en el Grupo Urbión (fig. 1.5) Uno de los objetivos del presente trabajo es la caracterización de la secuencia diagenética y metamórfica del relleno de dichas fracturas en el Grupo Tera, así como la reconstrucción de los paleofluidos que las rellenaron y de sus paleotemperaturas. Por esta razón, consideramos conveniente proceder a una revisión bibliográfica sobre el origen de esta fracturación y su relleno posterior.

En su tesis doctoral, Guiraud (1983) recopila datos de medidas en estrías de falla, considerando N 60° como dirección de extensión media (deducida a partir de los ejes de los cristales de cuarzo). La esquistosidad de plano axial la interpreta como relacionada con la tectónica sinsedimentaria.

Guiraud y Seguret (1985) consideraron las fracturas como ligadas a la etapa extensional de formación de la cuenca, definiendo una dirección de estiramiento de N 40° a 50°.

En el ya citado trabajo de Casquet *et al.* (1992) se interpreta la esquistosidad de plano axial como relacionada con una banda de cizalla ligada a la circulación de fluidos.

Guimerá *et al.* (1995) calculan el desplazamiento hacia el Sur del bloque de techo (*hanging wall*) durante la extensión, así como durante la etapa compresiva. La extensión tuvo lugar hacia el Sur, y la compresión hacia el Norte, calculando un desplazamiento aproximado de 30 km en ambos casos.

Casas-Sainz *et al.* (1995) estudian las venas de la base del Grupo Urbión, interpretando una dirección de extensión NNE, llegando a alcanzar en puntos muy concretos una tasa de extensión del 15%. Consideran las venas anteriores al pico metamórfico.

En la ya citada tesis de Mata (1997) estas fracturas se interpretan como estructuras de extensión relacionadas con la fase que dio lugar a la formación de la cuenca. Según esta autora, las fracturas se reflejan en los materiales más competentes como fracturas de extensión rellenas de cuarzo y calcita en cuarcitas y calizas respectivamente. Señala además la presencia de gran cantidad de fallas normales en las lutitas. Por otra parte, esta autora indica que durante el Cretácico Superior y bajo una tectónica compresiva, las estructuras de tensión que habían actuado durante el periodo distensivo pasan a funcionar, mediante un proceso de inversión tectónica, como fallas inversas. Observa que las grietas más gruesas aparecen en el Grupo Urbión, y en el caso del Grupo Tera en la zona del anticlinal del Pégado (letra B en la fig. 1.3.C).

García-Cuevas y González-Casado (1998) reconocen 3 familias de venas extensionales en la cuenca. La más significativa es NW-SE y se reconoce bien en la base de Urbión y en el Jurásico marino. Las otras dos familias de estructuras presentan direcciones aproximadas E-W y N-S, y sólo se reconocen en los Grupos Oncala y Enciso. Estos autores sugieren que la familia NW-SE esté relacionada con la etapa extensional de relleno de la cuenca y las otras dos sean posteriores y se encuentren en relación con la inversión terciaria de la misma y con una hipotética deformación correspondiente a la etapa "Guadarrama", reconocida en ámbitos concretos de la Cordillera Ibérica.

Para Mantilla-Figueroa *et al.* (1999) las venas representan fracturas extensionales por donde debieron circular fluidos hidrotermales que afectaron a la base del Grupo Urbión. Describe las venas del Grupo Tera en la zona del anticlinal del Pégado (principalmente en torno a su cierre periclinal). En concreto, las venas de este sector son objeto de estudio de este trabajo. La dirección que presentan como promedio es de unos 100°, con buzamiento subvertical al N y al S. Se encuentran rellenas de cuarzo y calcita, con cantidades menores de clorita, aunque este autor encontró casos muy puntuales de venas con cuarzo-anquerita-calcita y una vena de cuarzo-allanita (mineral perteneciente al grupo de la epidota que rara vez se ha citado en contextos sedimentarios). En el cuarzo presente en las venas del Grupo Tera este autor observa evidencias de deformación plástica a nivel microscópico, extinción ondulante y lamelas de deformación. En el Grupo Oncala las venas son poco frecuentes, distinguiendo este autor entre dos familias, una rellena de calcita y otra de calcita y cuarzo, que presentan direcciones

distintas. En las venas de cuarzo-calcita, este autor describe un crecimiento sintaxial con desarrollo de un zonado mineralógico, en donde la calcita aparece en los bordes y en la parte central aparece el cuarzo masivo. En el Grupo Urbión las venas son perpendiculares a la estratificación, presentando esencialmente cuarzo y clorita.

3.3.5. TRABAJOS RELACIONADOS CON LA PROCEDENCIA Y DIAGÉNESIS DE LAS ARENISCAS EN LA CUENCA DE CAMEROS:

Hay que destacar los trabajos publicados por Arribas *et al.* (2002, 2003), centrados en la caracterización petrográfica de las siete secuencias deposicionales presentes en el sector occidental. Resaltan la utilidad de la petrografía de las areniscas como herramienta para determinar el origen y realizar reconstrucciones paleotectónicas, así como para detectar variaciones en el área fuente dentro de materiales detríticos aparentemente homogéneos. En Arribas *et al.*, 2003, se combina el análisis de la procedencia de los depósitos detríticos con el de la mineralogía de las de los depósitos lutíticos intercalados, estudiada mediante difracción de rayos X.

Establecen cuatro petrofacies principales:

- Petrofacies A: cuarzosedimentolítica, procedente de la erosión del Jurásico marino pre-rift.
- Petrofacies B: cuarzofeldespática, procedente de la erosión de terrenos metamórficos (de grado bajo a medio) de la Zona Asturoccidental-Leonesa del Macizo Hespérico.
- Petrofacies C: cuarzoarenítica, procedente del reciclado de la cobertera sedimentaria (arcosas y rocas carbonáticas jurásicas y probablemente también triásicas).
- Petrofacies D: cuarzofeldespática. Generada por la erosión de rocas granudas (granitoides) localizados en la Zona Centroibérica del Macizo Hespérico.

Proponen los depósitos jurásicos marinos infrayacentes como fuente en los primeros estadios del rifting, en los que se sedimentó la Fm. Brezales (SD 1). Como petrofacies característica presenta la tipo A.

Los depósitos jurásicos marinos continuaron actuando como área fuente durante la sedimentación de las secuencias deposicionales SD 2, SD 3 y probablemente SD 4, aunque pasan a tener una importancia secundaria, cobrando importancia las fuentes metamórficas. La influencia de las mismas se detecta ya en el techo de la SD 1 y llega hasta la SD 7, manifestándose con la presencia de fragmentos de rocas metamórficas, plagioclasas, micas y otros fragmentos de roca de grano grueso. Estas fuentes metamórficas proceden de la Zona

Asturoccidental Leonesa del Macizo Ibérico, constituida por una secuencia potente de pizarras y cuarcitas en facies de esquistos verdes y secundariamente en facies de anfibolitas. Esta fuente alimentó la Cuenca de Cameros durante las secuencias deposicionales SD 2 y SD 3, que presentan como petrofacies característica la tipo B.

Las secuencias deposicionales SD 1, SD 2 y SD 3 constituyen el megaciclo Tithoniense-Berriasiense. En este megaciclo se observa que la petrofacies reciclada de sedimentos previos aparece al principio del mismo, coincidiendo con el inicio del proceso de rifting, apareciendo hacia techo la petrofacies cuarzofeldespática. Un esquema similar se repite en el segundo megaciclo (SD 4, 5, 6 y 7). La naturaleza de las áreas fuentes está controlada por la propagación de las fallas del sistema de rift hacia el suroeste (Fig. 3.2).

Najarro (2005) y Najarro *et al.* (2005) realizan un trabajo de investigación sobre la procedencia y la diagénesis del final del relleno de la Cuenca de Cameros (Grupo Oliván, Cretácico Inferior) en el sector de Grávalos y Navalsaz.

Ochoa (2006) realiza su tesis doctoral estudiando la procedencia y la diagénesis del Grupo Urbión (Cretácico Inferior). Describe un proceso de albitización en los sectores Norte y Central. Este proceso tiene lugar a bajas temperaturas. Realiza un estudio de inclusiones fluidas en cementos sintaxiales de cuarzo, distinguiendo entre dos etapas de cementación en SEM-CL (microscopio electrónico acoplado a catodoluminiscencia). La primera etapa está caracterizada por inclusiones fluidas con temperaturas de homogeneización (Th) de 100 a 115°C. La segunda etapa presenta inclusiones fluidas con Th mayores (95 a 226°C), y está interpretada como un cuarzo de origen hidrotermal. En cuanto a la procedencia de las areniscas, distingue tres sectores: en el sector Sur son subarcosas con petrofacies cuarzofeldespáticas, en el sector Central son cuarzoarenitas con petrofacies cuarzosas, y en el sector Norte son petrofacies cuarzolíticas. Interpreta que el área fuente principal de los depósitos del Grupo Urbión se encontraría en el borde Sur de la cuenca, en la Zona Centro Ibérica, en la que se habrían erosionado granitos, granodioritas y gneises. Asimismo, existirían aportes de rocas metamórficas de bajo grado en el sector Central de la cuenca, procedentes de la Zona Asturoccidental-leonesa. En Ochoa *et al.*, 2005, se resumen datos de procedencia de las areniscas del Grupo Urbión. En Ochoa *et al.*, 2007, se resumen los procesos que llevaron a la destrucción del potencial almacén de hidrocarburos que constituyó el Grupo Urbión. La porosidad inicial de la roca se redujo drásticamente mediante la siguiente secuencia de procesos diagenéticos: (1) compactación mecánica y química, (2) cementación de caolinita y siderita, (3) cementación temprana de cuarzo. El emplazamiento de hidrocarburos tuvo lugar probablemente entre las fases 2 y 3. Los procesos asociados al metamorfismo hidrotermal de la Cuenca de Cameros también afectaron drásticamente a las areniscas del Grupo Urbión. Dichos procesos incluyen: (1) Recompactación, (2) cementación tardía de cuarzo y silicificación de feldespatos, (3) cementación carbonática, (4) cloritización, (5) crecimiento de cristales de pirita y cloritoide.

Los trabajos de Arribas *et al.* (2007 a y b) presentan un estudio de la procedencia del sector noroccidental de la Cordillera Ibérica. Los depósitos arenosos del rift 1 (Permo-Triásico) y del rift 2 (Jurásico Superior-Cretácico Inferior) muestran similitudes en cuanto a su composición. Al comienzo del registro de ambos riftings aparecen petrofacies sedimentoclásticas, debido al reciclado del registro sedimentario pre-rift, o por importantes cambios paleogeográficos. Las petrofacies plutonoclásticas son características de los periodos de máxima actividad tectónica, asociada a una fuerte denudación y erosión de rocas plutónicas en el área fuente. En este artículo aparece el concepto “ciclo de procedencia”, que se refiere a un ciclo detrítico completo de un periodo de rifting. Durante el rift 1 se reconoce un ciclo de procedencia. En la Cuenca de Cameros se reconocen dos ciclos de procedencia durante el rift 2, relacionados con las megasecuencias Titoniense-Berriasiense y Valanginiense-Albiense Inferior.

En González-Acebrón (2006) y González-Acebrón *et al.* (2005, 2007a), se recogen los datos y la interpretación de la procedencia de areniscas del Grupo Tera en el sector oriental de Cameros (secciones de Almajano y Montenegro). Se establecen tres petrofacies principales: Petrofacies 1: de naturaleza sedimentolítica (Formación Ágreda); Petrofacies 2: cuarzofeldespática (Formación Magaña); Petrofacies 3: cuarzolítica (Formación Sierra de Matute). La reaparición de los fragmentos de roca carbonáticos (Petrofacies 3), implica la reactivación de este sector de la Cuenca de Cameros, y se interpreta como producto de un proceso de *back faulting*, asociado al desarrollo del rift. Asimismo, en González-Acebrón *et al.* (2007a) se discuten modelos de procedencia para cuencas de rift intraplaca, mediante la comparación con datos bibliográficos de cuencas de rift modernas (Mar Rojo y Golfo de Adén).

En González-Acebrón *et al.* (2005) se interpreta la secuencia diagenética de los procesos y cementos de las areniscas del Grupo Tera en el sector oriental de la Cuenca de Cameros. Asimismo se interpreta que las Formaciones Magaña y Sierra de Matute han sufrido un proceso de albitización. En González-Acebrón *et al.* (2007b) se diferencian distintas fases de cementación por cuarzo, aportando datos de las paleotemperaturas de los fluidos que las generaron.

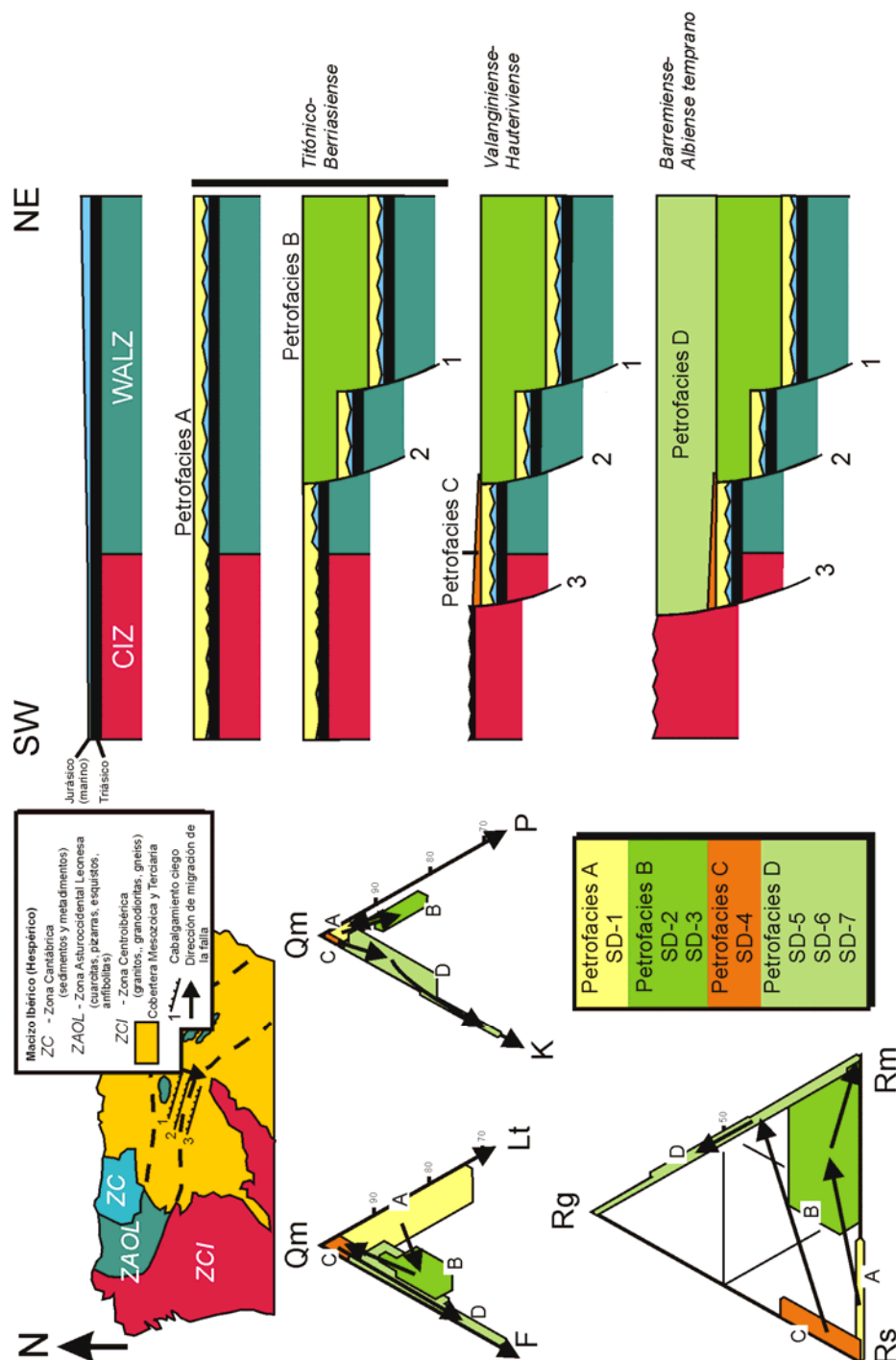


Fig. 3.2. Evolución en las petrofacies de areniscas del Jurásico Terminal al Albiense Medio en la Cuenca de Cameros. Relaciones tectónicas y genéticas con el Macizo Ibérico. Qm: Cuarzo monocristalino. F: Feldespatos. K: Feldespato K. P: Plagioclasa. Lt: Componentes líticos. Rg: Fragmentos de rocas plutónicas o gneissicas, Rm: Fragmentos de rocas metamórficas. Traducida de Arribas *et al.*, 2003. El esquema geológico de las zonas de la península Ibérica está basado en el establecido por Juliver (1972).

4. METODOLOGÍA

El conjunto del proceso metodológico aplicado en la realización de esta tesis doctoral se recoge en los siguientes apartados, y se encuentra resumido en la figura 4.1.

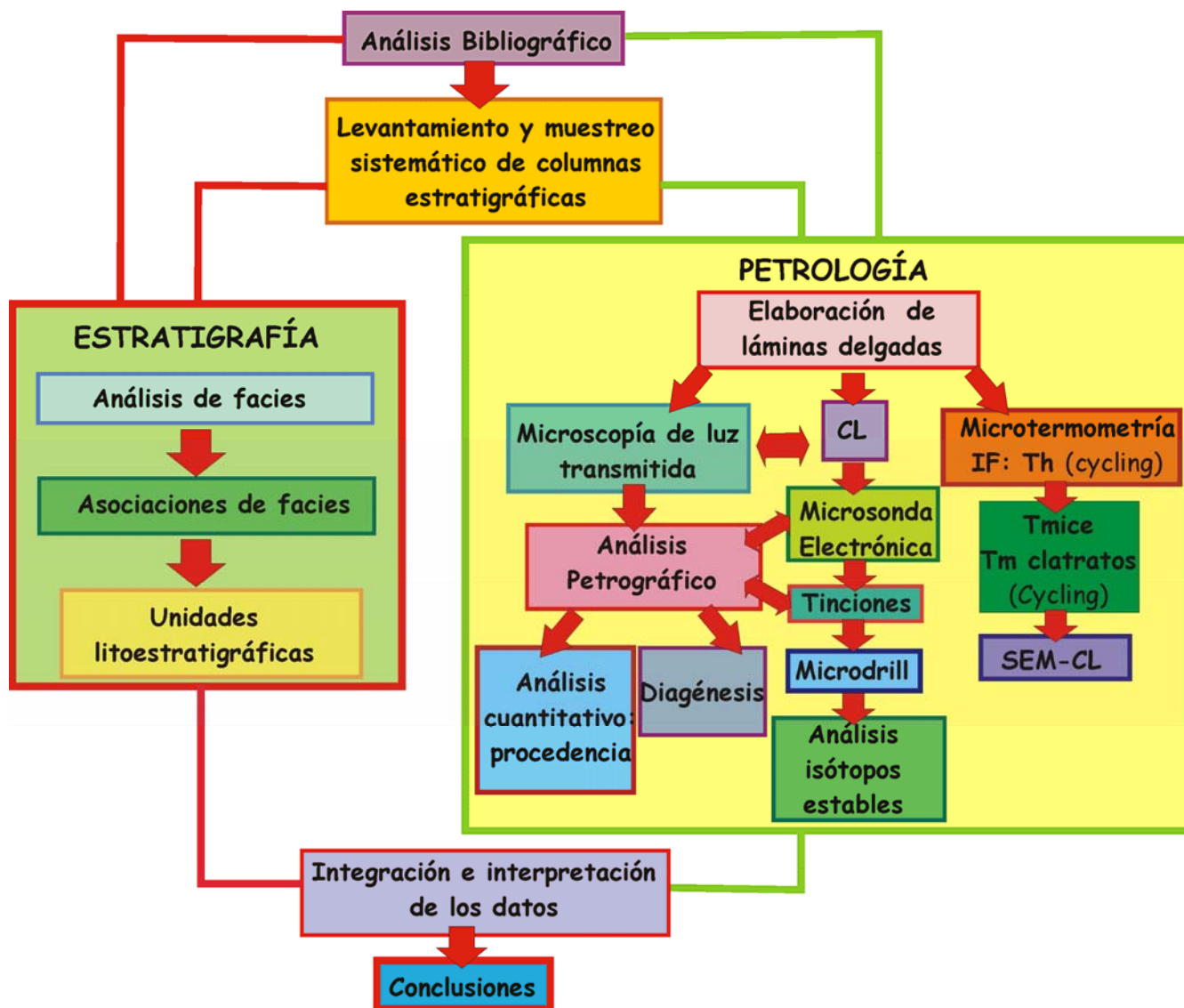


Fig. 4.1. Esquema metodológico seguido en esta tesis doctoral

4.1. TRABAJO BIBLIOGRÁFICO

Para la realización de esta tesis doctoral se ha realizado un trabajo bibliográfico, pudiéndose agrupar los trabajos recopilados y estudiados de la siguiente forma:

- Bibliografía de la geología regional:

-Trabajos relacionados con la geología regional de la Cuenca de Cameros en particular y de la Cordillera Ibérica como contexto general. Se ha recogido un resumen de los mismos en el apartado de antecedentes (ver punto 3).

- Bibliografía general sedimentológica y petrológica:

-Trabajos de Sedimentología general y análisis de facies.

-Trabajos metodológicos, sobre las distintas técnicas de estudio dentro del campo de la Petrología: Catodoluminiscencia (CL), microscopio electrónico (SEM), catodoluminiscencia acoplada a SEM (SEM-CL), difracción de rayos X, geoquímica de isótopos estables y microtermometría de inclusiones fluidas.

-Trabajos petrológicos de distintas áreas, que suponen casos de interés que permiten una comparación con uno o varios aspectos estudiados en esta tesis.

- Bibliografía sobre evolución de sistemas de rift:

-Evolución tectonosedimentaria, incluyendo trabajos de procedencia de areniscas.

-Trabajos sobre diagénesis y paleofluidos.

Toda esta bibliografía general no se detalla en el apartado de antecedentes puesto que no se considera como tal, sino que se citará en los apartados correspondientes durante el desarrollo de esta tesis.

4.2. TRABAJO DE CAMPO

Antes del desarrollo de las campañas de campo se realizó un estudio bibliográfico de la zona y una campaña de exploración sobre el terreno, con el fin de localizar afloramientos adecuados del Grupo Tera para el levantamiento de las secciones idóneas y el muestreo de las mismas, así como para conseguir una visión clara y completa de la estratigrafía de la zona.

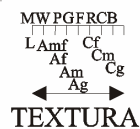
La localización de las columnas estratigráficas se eligió en función de las condiciones de afloramiento, buscando la adecuada representación de las distintas unidades que constituyen el Grupo Tera, así como las posibles variaciones laterales y verticales que pudieran existir. Para ello, se eligieron 15 áreas de estudio, situadas en las zonas Norte, Centro y Sur del sector oriental de la Cuenca de Cameros (fig. 1.3). El espesor de estas secciones varía entre los 111 m en Valdegutur y los 1444 m en San Felices. Se distribuyeron las secciones en zonas que en

principio, y en función de los antecedentes bibliográficos, presentaban distintas historias térmicas, permitiendo así una correcta comparación de las mismas. Por eso, entre otras razones, se situó una columna en Almajano (ALM), puesto que los datos de cristalinidad de la illita (Barrenechea *et al.*, 2001) situaban esta sección en el marco de la diagénesis. Por el contrario, columnas como Montenegro se sitúan en el campo de la anquizona; la columna del Collado de San Pedro (CSP) en el límite entre anquizona y epizona; la columna de Ágreda (AGE y AGO) en la epizona. Asimismo, se consideró importante el levantamiento de una columna en San Felices (dividida en tres secciones parciales: 1SAN, 2SAN, 3SAN) puesto que en estudios anteriores (Mantilla-Figueroa, 1999) se habían descrito en esta zona (anticlinal del Pégado) evidencias de un metamorfismo eoceno (40 Ma), relacionado con el inicio de la inversión de la cuenca.

El trabajo de campo consistió fundamentalmente en el levantamiento de estas quince columnas estratigráficas, realizando el correspondiente análisis de facies sobre cada unidad litoestratigráfica y el muestreo sistemático de las mismas. La diferenciación de tramos se hizo en función de la litología, características texturales, tipos de estructuras sedimentarias, geometría de los cuerpos sedimentarios, color o cualquier otra característica que pudiese contribuir a su diferenciación. Se representaron en una escala adecuada para reflejar las distintas características de cada tramo pero al mismo tiempo permitir la observación cómoda de columnas muy potentes (escala 6:100). La leyenda utilizada para la elaboración de las columnas estratigráficas se encuentra recogida en la figura 4.2. Se tomaron muestras de conglomerados, areniscas, limolitas, arcillas, margas, calizas y venas (rellenas principalmente por cementos de cuarzo y carbonato). Las muestras de conglomerados, areniscas y limolitas se han utilizado tanto para el estudio de la sedimentología, como para la procedencia y la diagénesis. Las muestras de calizas se han estudiado desde el punto de vista sedimentológico y diagenético. Las muestras de arcillas y margas se han empleado para determinar la composición de las mismas y de sus distintas fracciones (como se explica en el apartado 4.2.7) mediante difracción de rayos X. Las muestras de rellenos de fracturas se han utilizado para su estudio diagenético. En este último tipo de muestras se midió siempre la dirección y el buzamiento de la fractura para su interpretación posterior. En muchas de estas muestras también se tomó parte del material encajante para estudiar la relación entre éste y el desarrollo de la fractura.

A la hora de recoger cualquier tipo de muestras se tuvo la precaución de evitar las zonas que presentaban algún tipo de alteración superficial que pudiese afectar a las observaciones. Para la realización de esta tesis doctoral se han recogido 174 muestras.

A	B	C	D	E	F	G	H
Nº TRAMO	POTENCIA (m)	LITOLOGÍA	ESTRUCTURAS	FÓSILES	Nº MUESTRA	FORMACIÓN	ASOC. FACIES



T: Fm. Calizas con corales Torrecilla en Cameros
1: Fm. Ágreda
2: Fm. Magaña
3: Fm. Sierra de Matute
O: Grupo Oncala

ROCAS SILICICLÁSTICAS

L Lutita
Amf Arenisca de grano muy fino
Af Arenisca de grano fino
Am Arenisca de grano medio
Ag Arenisca de grano grueso
Cf Conglomerado fino
Cm Conglomerado medio
Cg Conglomerado grueso

ROCAS CARBONÁTICAS

M *Mudstone*
W *Wackestone*
P *Packstone*
F *Floatstone*
R *Rudstone*
CB Calizas bioconstruidas

C	LITOLOGÍA	D	ESTRUCTURAS	E	FÓSILES
	Caliza		Huellas de raíces		Caráreas
	Caliza arcillosa		Estratificación nodular (Cr: calcreta)		Bivalvos
	Caliza arenosa		Estratificación cruzada de surco		Ostrácodos
	Dolomía		Estratificación cruzada planar		Fragmentos de ostrácodos
	Lutitas		Laminación paralela		Gasterópodos
	Margas		Climbing Ripples		Oncolitos
	Black shales		Huella de carga		Icnita de vertebrado
	Conglomerado		Lag		Bioturbación
	Conglomerado de cantos calcáreos		Cantos imbricados		
	Arenisca		Brecha de cantos planos		
	Arenisca con fragmentos de roca carbonática		Estromatolitos		
	Arenisca con cemento carbonático		Oolitos		
			Pseudomorfos de yeso		
			Brecha de cantos planos		
			tepee		
			Brechificación en calizas		
			Grietas desecación (mud-crack)		
			Costra ferruginosa		
			Paleokarst		

Fig. 4.2. Leyenda utilizada para las columnas estratigráficas.

4.3. TÉCNICAS DE LABORATORIO

4.3.1. REALIZACIÓN DE LÁMINAS DELGADAS

Se realizaron 306 láminas delgadas. La mayor parte de las láminas se realizaron en el taller del Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid (UCM), aunque algunas fueron realizadas en el taller del Departamento de Petrología y Geoquímica de

la misma universidad. Para ello, se cortaron las muestras recogidas en campo con una sierra de borde de diamante para la obtención de prismas de 2 x 3 x 1 cm. Los prismas o tacos se pulieron utilizando carborundo progresivamente más fino (400, 600, 800, 1000 y ocasionalmente 1200), y posteriormente con alúminas progresivamente más finas. El taco se consideró terminado una vez que se había comprobado el pulido en un microscopio de luz reflejada. A continuación, los tacos se pegaron al cristal con resina de tipo *Epoxy* termoresistente, con el fin de poder estudiar las láminas mediante catodoluminiscencia. Se cortaron, y se efectuó el pulido por la otra cara (doble pulido), utilizando alúminas progresivamente más finas, y comprobando asimismo con el microscopio de luz reflejada el pulido de las mismas. Las láminas se dejaron sin cubrir para poder introducirlas en el microscopio de catodoluminiscencia. La mayor parte de las láminas se terminaron en un grosor estándar de 30 micras, aunque se realizaron también láminas gruesas (entre 80-120 micras) para el estudio de los isótopos estables de cementos carbonáticos (ver apartado 4.2.6).

No fue necesaria la impregnación con resina azul utilizada habitualmente para caracterizar la porosidad, dado que se trata de muestras muy poco porosas.

Para facilitar la distinción de los feldespatos, las láminas fueron expuestas durante 30 minutos a vapores de ácido fluorhídrico, siendo posteriormente introducidas en una solución de cobaltonitrito sódico 1 N durante 3 minutos (Chayes, 1952). Mediante esta técnica de tinción se consigue que los feldespatos potásicos adquieran una tonalidad amarillenta, que permite distinguirlos con más facilidad de otras especies minerales con características ópticas parecidas.

Asimismo, para la distinción de calcita y dolomita se utilizó la tinción de Lindholm y Finkelman (1972), que consiste en mezclar 1 g de alizarina roja s y 5 g de ferricianuro potásico en 1 litro de ácido clorhídrico al 0,2 %. Con esta tinción la calcita no ferrosa queda teñida de rojo, la calcita ferrosa de morado, la dolomita no ferrosa queda sin teñir y la dolomita ferrosa se tiñe de azul (fig. 4.3). Tanto la tinción de feldespatos como la de carbonatos se han realizado siempre una vez que las láminas han sido estudiadas en catodoluminiscencia.

	Calcita ferrosa	Calcita no ferrosa	Dolomita ferrosa	Dolomita no ferrosa
Alizarina roja-s	Rojo	Rojo	No	No
Ferricianuro potásico azul	Azul	No	Azul	No
Ambas tinciones combinadas	Púrpura	Rojo	Azul	No

Fig. 4.3. Tinción para carbonatos de Lindholm y Finkelman (1972). Se corresponde con la última fila de la tabla (ambas tinciones combinadas).

Por otra parte, es importante señalar que las láminas delgadas destinadas al estudio petrográfico y microtermométrico de inclusiones fluidas deben reunir una serie de requerimientos que permitan la correcta observación y obtención de datos a partir de las mismas. Se trata de láminas de alta calidad, en las que hay que cuidar de una forma muy especial el doble pulido de las mismas. Por otra parte, no se debe calentar en ningún momento la muestra, para evitar posibles homogeneizaciones de inclusiones fluidas, que podrían eliminar la posibilidad de realizar medidas de temperaturas de homogeneización (si la burbuja de gas no se volviera a nuclear) como se explicará con más detalle en el apartado correspondiente a la microtermometría de inclusiones fluidas (ver apartado 4.2.5). Por lo tanto, las muestras no se deben introducir en microscopios de catodoluminiscencia ni en el SEM. Finalmente, las láminas deben pegarse con cianocrilato, lo que permite en un proceso posterior despegar la roca del cristal introduciendo fragmentos de la lámina delgada en acetona. Dichos fragmentos serán los que se utilicen en la microtermometría de inclusiones fluidas, realizada en una platina de tipo Linkam modelo THMSG-600 (ver apartado 4.2.5).

Durante la elaboración de las láminas delgadas procedentes de las venas de cuarzo y carbonatos se detectaron numerosos problemas de despegue, dado que se trataba de materiales muy homogéneos y finamente pulidos, en los que el pegado con cianocrilato puede resultar menos resistente que con resina de tipo *Epoxy*. Por ello, se decidió proceder al esmerilado de los cristales (sólo por la cara en contacto con el taco), eliminándose en gran parte los problemas de despegue, puesto que esta técnica favorece la adhesión ya que proporciona una superficie rugosa a nivel microscópico. El problema del esmerilado es que reduce la calidad óptica de la lámina delgada, pero en el caso concreto de estas láminas se consideró necesaria y se comprobó que resultaba útil. Para reducir al máximo la pérdida de calidad asociada al esmerilado se decidió esmerilar siempre con el carburundo más fino (1200), comprobándose que con dicho esmerilado

suave era suficiente para evitar los despegues, y permitía la correcta observación y medida de las inclusiones fluidas.

Las láminas destinadas a la petrografía y microtermometría de inclusiones fluidas se terminaron en grosores variables, aproximadamente entre 40-50 μm . No existe un grosor determinado para la realización de láminas adecuadas para observar las inclusiones fluidas, sino que las láminas se deben terminar en aquel espesor en el que se considere que las inclusiones fluidas se observan adecuadamente. Este espesor en general es distinto para cementos de cuarzo y para cementos carbonáticos, pero el espesor de cada lámina se debe evaluar de forma individual, puesto que también dependerá del grado de transparencia de los cementos.

4.3.2. MICROSCOPIA ÓPTICA CONVENCIONAL

Para el análisis petrográfico se ha utilizado un microscopio petrográfico de polarización de marca *Nikon*. Se han realizado observaciones relativas al tamaño, selección y redondez, utilizando las plantillas correspondientes de Beard y Weyl (1973) y Powers (1953).

Para el análisis de la procedencia de las areniscas se ha realizado un estudio petrográfico cuantitativo mediante contajes de puntos de los distintos componentes en cada una de las láminas delgadas, que se consideran como representativos de las composiciones de las mismas. Para realizar los contajes se ha colocado en el microscopio un carro manual y se ha empleado el programa *Karcouter*, realizado por Daniel Arribas. Se han seleccionado un total de 97 muestras para realizar los contajes de puntos, contabilizando en torno a 400 puntos por lámina delgada, cantidad adecuada en función de las estimaciones de errores publicadas por Van der Plas y Tobi (1965).

Los contajes se han realizado utilizando el método ambivalente (Zuffa, 1985), que consiste en una modificación del método de Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984). Para ello se han empleado las categorías petrográficas definidas por Zuffa (1980), eliminando las que no eran necesarias e introduciendo algunas modificaciones. En la tabla 1 se recogen las categorías petrográficas utilizadas en este trabajo. La ventaja del método ambivalente reside en que los datos también se pueden tratar de acuerdo con el método tradicional (Pettijohn, 1957) y de acuerdo con el método de Gazzi-Dickinson. La diferencia entre ambos métodos estriba en el concepto de fragmento de roca: en el método de Gazzi-Dickinson se consideran los granos de tamaño arena (0,062-2 mm), incluyendo como componentes monominerales los constituyentes de los granos policristalinos. Por ejemplo, el cuarzo o el feldespato en los fragmentos de roca plutónica se computarían como cuarzo o como feldespato, si su tamaño fuera superior a 0,062 mm. Sin embargo, en el método tradicional, este tipo de fragmento se contabilizaría como fragmento de roca plutónica, sin hacer diferenciación entre sus distintos componentes.

La ventaja del método de Gazzi-Dickinson es que disminuye el efecto sobre la composición que provocan las variaciones en el tamaño del grano, puesto que los fragmentos de roca de grano grueso tienden a disgregarse, siendo por tanto comparativamente más abundantes en las muestras de grano más grueso. La aplicación de este método de conteo permite, por tanto, la comparación de muestras de distinto tamaño de grano, puesto que minimiza la influencia de este factor sobre la composición petrográfica resultante.

La principal desventaja del método de Gazzi-Dickinson es la pérdida de información que supone, puesto que un fragmento de roca con cristales de tamaño superior a 0,062 mm queda considerado como un grano monomineral. Para solventar este problema, el método utilizado para la realización de este trabajo es el método ambivalente. Resulta más completo que el método de Gazzi-Dickinson, puesto que los granos de tamaño arena, incluyendo los constituyentes de los granos policristalinos, se cuentan como clastos monominerales, pero indicando su naturaleza (siguiendo con el ejemplo, feldespato en fragmento de roca plutónica). Además el método ambivalente permite contemplar los procesos diagenéticos (epimatrices de caolinita y/o illita en feldespatos, reemplazamiento de los distintos componentes por carbonatos). Para el análisis de la procedencia, antes de elaborar diagramas estos datos han sido restituidos a la composición del esqueleto original.

Finalmente, utilizando el método ambivalente los datos se pueden convertir a datos según el método de Gazzi-Dickinson o el método tradicional. La figura 4.4. resume y explica las diferencias entre los distintos métodos de conteo.





	Feldespato K > 0,062 mm	Plagioclasa > 0,062 mm	Cuarzo >0,062mm	Diagénesis: Caolinita
Cristal interceptado en la cruceta				
Método tradicional	Fragmento de roca plutónica	Fragmento de roca volcánica	Fragmento de roca metamórfica	Caolinita
Método de Gazzi-Dickinson	Feldespato K	Plagioclasa	Cuarzo monocristalino	Feldespato K
Método Ambivalente	Feldespato K en fragmento de roca plutónica	Plagioclasa en fragmento de roca volcánica	Cuarzo en fragmento de roca metamórfica	Caolinita reemplazando a feldespato K

Fig. 4.4. Explicación gráfica de los distintos métodos de contaje. El método utilizado en este trabajo es el ambivalente, que es una modificación del método de Gazzzi-Dickinson (Ingerson *et al.*, 1984). Modificada de Di Giulio y Valloni, 1992.

NCE	Abreviaturas		Descripción
	Q		
		Qmr	Cuarzo monocristalino, extinción < 5°
		Qmo	Cuarzo monocristalino, extinción > 5°
		Qm[Q]	Cuarzo monocristalino con cemento sintaxial heredado
		Qp2-3	Cuarzo policristalino 2-3 individuos
		Qp>3	Cuarzo policristalino > 3 individuos
		Qfrg	Cuarzo en fragmento de roca granuda
		Cq	Carbonato reemplazando cuarzo
		Aq	Anquerita reemplazando cuarzo
	K	Ks	Feldespatos potásicos en cristales individuales
		Kfrg	Feldespatos potásicos en fragmento de roca granuda
		Km	Microclina
		CaoK	Feldespatos potásicos reemplazados por caolinita
		Cik	Feldespatos potásicos reemplazados por caolinita-ilita
		Kil	Feldespatos potásicos reemplazados por ilita
		Ck	Feldespatos potásicos reemplazados por carbonatos
		AK	Feldespatos potásicos reemplazados por ankerita
	P	Ps	Plagioclasa en cristales individuales
		Ab	Albita
		Ail	Albita reemplazada por ilita
		Pg	Plagioclasa en fragmento de roca granuda
		Cab	Carbonato reemplazando a albita
	L	Ch	Chert
		Lm	Pizarra
		St	Esquisto
	M	Ms	Moscovita
		Mfrg	Moscovita en fragmento de roca granuda
		Cl	Clorita
		Mn	Mica negra
		Tu	Turmalina
		Op	Opacos
	CE	Cm	Caliza micrítica
		Ce	Caliza esparítica
		Dm	Dolomita
		De	Doloesparita
		Afr	Fragmento de roca carbonatada reemplazado por ankerita
		Fo	Fósiles
		Pe	Placas de equinodermo
	NCI	In	Intraclasto
	CI	Cmi	Caliza micrítica
		Ps	Pseudomatriz
	C	[Ca]	Cemento de calcita
	E	[Dol]	Cemento de dolomita
	M	[Anq]	Cemento de ankerita
	E	[Q]	Cemento de cuarzo
	N	Anq[Q]	Cemento de cuarzo reemplazado por ankerita
	T	C[Q]	Cemento de cuarzo reemplazado por carbonato
	O	[Cao]	Cemento de caolinita
	S	Anq[Cao]	Cemento de caolinita reemplazado por ankerita
		[Cao-il]	Cemento de caolinita-ilita
		[il]	Cemento de ilita
		[Fe]	Cemento de óxidos de hierro
		[K]	Cemento de feldespato potásico
		[Ab]	Cemento de albita

Tabla 4.1: Categorías petrográficas utilizadas en este trabajo.

4.3.3. MICROSCOPIA CON CATODOLUMINISCENCIA

La luminiscencia consiste en la emisión de luz por parte de un sólido cuando es excitado por alguna fuente de energía. En el caso de la catodoluminiscencia (CL), esta fuente de energía procede de un bombardeo de electrones. El haz de electrones excita a un átomo o molécula, causando transiciones electrónicas entre los distintos niveles de energía del propio átomo. Antes de la excitación, el átomo se encuentra en el llamado “estado de base”, que es el estado de mínima energía. La excitación provoca saltos de los electrones del átomo a niveles energéticos superiores. El electrón queda en el nivel excitado un momento y posteriormente regresa a su estado de mínima energía, emitiendo radiación X, alfa, beta, gamma o luminosa. La CL utiliza esta radiación luminosa. En concreto, se utilizan exclusivamente las radiaciones cuya longitud de onda se encuentra dentro del espectro visible, y bajo microscopio petrográfico convencional.

La CL “fría” ha sido tradicionalmente aplicada al estudio de rocas carbonáticas, en las cuales los elementos activadores e inhibidores de la luminiscencia son bien conocidos. Para el estudio de procedencia de areniscas, se suele aplicar la CL “caliente”, ya que para provocar luminiscencia en minerales como el cuarzo se necesitan intensidades de corriente mayores, que permiten detectar luminiscencias de baja intensidad y vida corta. El color de CL de un determinado mineral está relacionado con muchos factores, como las imperfecciones cristalinas o la propia composición mineralógica, incluso a nivel de elementos traza (Owen, 1991). En areniscas, los factores que intervienen en la CL de un determinado clasto están determinados por la naturaleza de la roca fuente y su ambiente de cristalización. Por lo tanto, la CL de los componentes que constituyen las areniscas es función (aunque no exclusivamente) de la procedencia de las mismas.

Los estudios varietales (es decir, de un solo tipo de grano) de CL sobre cuarzos permiten distinguir entre cuarzos con procedencia ígnea, metamórfica y sedimentaria, presentando respectivamente tonalidades violetas, marrones y no luminiscentes (Zinkernagel, 1978). Los estudios varietales sobre feldespatos son comparativamente menos frecuentes, a pesar de presentar composiciones muy variables en cuanto a elementos traza. En líneas muy generales, se puede decir que los feldespatos potásicos presentan luminiscencia azul, las plagioclasas luminiscencias amarillas o verdes (aunque pueden presentar colores muy variables), y el feldespato potásico autigénico es no luminiscente (Owen, 1991).

En nuestro caso, se ha trabajado con el equipo de CL “fría” del Dpto. de Estratigrafía de la UCM (equipo Citl MK4), bajo las siguientes condiciones: intensidad de 300-500 μA y voltaje de 11-16 Kv y vacío de 0,1-0,2 Torr.

Se ha realizado un estudio varietal de los feldespatos, haciendo especial hincapié en la aplicación de la CL a los procesos de albitización. La CL se utiliza en este caso combinada con

un estudio de microsonda electrónica para determinar las composiciones de los feldespatos. Asimismo, se ha empleado la CL para determinar la secuencia diagenética de formación de los cementos carbonáticos. También mediante esta técnica se han estudiado texturas internas sobre los fragmentos de roca carbonáticos no observables al microscopio petrográfico.

Para la distinción de las distintas fases de cementación de cuarzo se ha utilizado un microscopio electrónico acoplado a una catodoluminiscencia (SEM-CL). Las muestras se pegan sobre soportes de aluminio cubiertos por una película adhesiva de carbono. Se les aplica en los bordes pintura de plata para evitar procesos de carga que dificultarían la obtención adecuada de las imágenes. Por último, se procede a cubrir las muestras con carbono. Este estudio se realizó en la Universidad de Kansas utilizando un Gatan PanaCL fotomultiplicador instalado en un SEM Leo 1550. Las condiciones de utilización fueron 12 mm de distancia de enfoque, 20 kV de voltaje y 60 μm de apertura.

4.3.4. MICROSONDA ELECTRÓNICA

La microsonda electrónica permite obtener análisis químicos cuantitativos de minerales sobre superficies pulidas. Esta técnica se basa en la incidencia de un haz de electrones sobre la lámina delgada, generándose un espectro de rayos X que caracteriza a cada elemento químico, y cuya intensidad está relacionada con la concentración de ese elemento en el área de muestra analizada (Fairchild *et al.*, 1988). Para determinar dichas concentraciones se emplean una serie de minerales patrón.

Los análisis de microsonda electrónica se han realizado en el Centro de Microscopía Electrónica Luis Bru (UCM). Se ha utilizado el equipo Jeol JXA-8900 M, con cuatro detectores. Las condiciones de funcionamiento fueron las siguientes: 15 Kv de voltaje, 20 nA de intensidad y diámetro del haz de electrones de 5 micras. El modo de electrones retrodispersados (BSE, *Backscattered Electrons*) se ha utilizado para distinguir variaciones en la composición química dentro de un mismo cristal, permitiendo seleccionar los puntos más adecuados para realizar los análisis. El modo BSE se basa en que la totalidad de los electrones que inciden no penetran en la muestra, sino que en parte son retrodispersados. Este efecto es mayor cuanto mayor es el número atómico del elemento situado en el área analizada, lo que permite utilizar los electrones retrodispersados para generar imágenes que ofrecen un contraste en función del número atómico o del peso molecular. La figura 4.5 es un diagrama explicativo del funcionamiento de la microsonda electrónica.

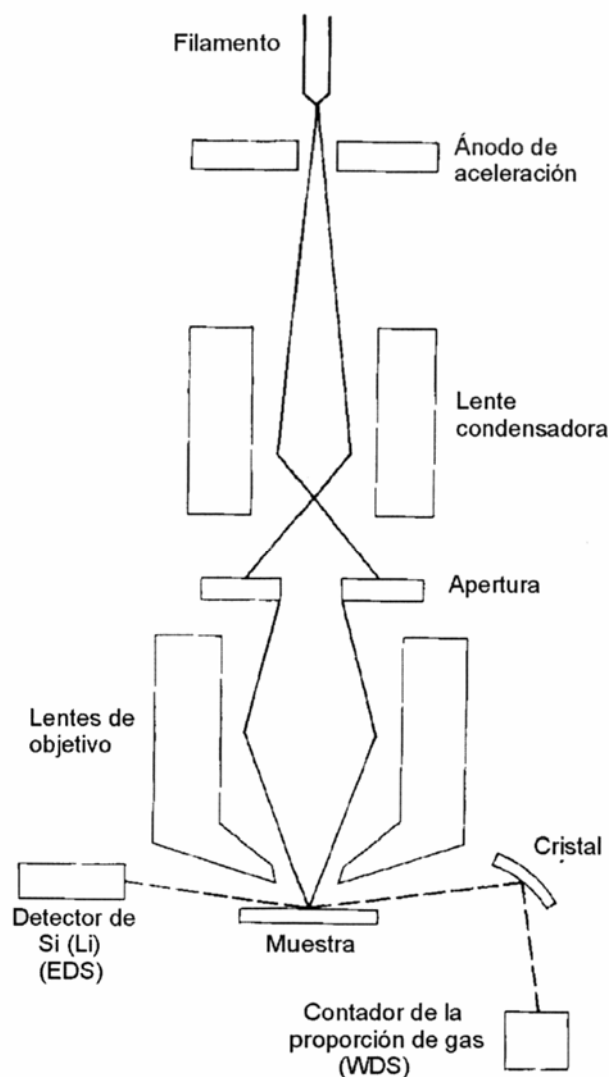


Fig. 4.5. Esquema explicativo de los elementos que constituyen una microsonda electrónica (traducida de Fairchild *et al.*, 1988).

Se han analizado los contenidos de Al, Fe, K, Ca, Na, Sr, Mn, Si y Mg en feldespatos (21 láminas delgadas) y análisis de carbonatos (35 láminas delgadas). A partir de estos datos se ha calculado la composición molecular y, en el caso de los feldespatos, la composición molecular Anortita-Albita-Ortosa, para su representación gráfica en forma de diagrama triangular (Trevena y Nash, 1981).

4.3.5. MICROTERMOMETRÍA DE INCLUSIONES FLUIDAS

Las láminas delgadas destinadas al estudio petrográfico y microtermométrico de inclusiones fluidas presentan una serie de características especiales, que ya se han recogido en el apartado 4.2.1. Una vez realizadas las láminas, se estudiaron petrográficamente para determinar las zonas de interés que se seleccionaron para el estudio microtermométrico, atendiendo al origen primario, secundario, pseudosecundario o indeterminado de las inclusiones fluidas. Para este estudio resulta útil realizar mapas de las láminas delgadas. Esta labor se facilita mucho utilizando imágenes aumentadas de la lámina escaneada.

El principal criterio para reconocer inclusiones fluidas primarias es que guarden relación con el zonado de crecimiento del cristal. Las inclusiones fluidas secundarias se forman una vez que el cristal haya terminado de crecer, por lo tanto cortan todas las zonas de crecimiento del cristal. No precipita más cantidad de mineral, sino que tiene lugar un proceso de disolución y reprecipitación sobre la fractura. Si las inclusiones quedan atrapadas antes de que termine el proceso de crecimiento del cristal, se denominan pseudosecundarias, y se reconocen por finalizar en alguna zona de crecimiento del cristal. Todas estas relaciones están explicadas en detalle para los distintos minerales en Goldstein y Reynolds (1994).

Este trabajo se realizó en la Universidad de Kansas, utilizando una platina de calentamiento y enfriamiento marca Linkam modelo THMSG-600 sobre un microscopio de polarización *Olympus* BX-60, con epiluminación ultravioleta y una cámara de vídeo acoplada. El despegue de la roca del cristal se realiza para evitar el gradiente térmico vertical que se puede producir en este tipo de platinas. Para ello, se procede a cortar los fragmentos de láminas delgadas que se han elegido mediante una máquina cortadora a baja velocidad. El corte es mejor si se coloca la parte de la lámina delgada que presenta la roca mirando hacia el disco. A continuación se procede al despegue de la roca del cristal, introduciendo los fragmentos en acetona, en recipientes adecuadamente siglados, durante aproximadamente dos horas, o el tiempo necesario hasta que la roca se despegue. Dichos fragmentos se colocan en el interior de la platina para realizar el estudio microtermométrico.

Una inclusión fluida es una vacuola rellena de un fluido que se encuentra en el interior de un mineral. Cuando dichos fluidos han quedado atrapados durante la diagénesis, las inclusiones fluidas proporcionan el único medio directo de analizar los fluidos diagenéticos. En cualquier estudio microtermométrico de inclusiones fluidas se supone que el sistema ha permanecido cerrado y que el volumen de la inclusión ha permanecido constante. Si los fluidos diagenéticos son homogéneos, las inclusiones fluidas son en general representativas de los mismos (salvo que haya tenido lugar una precipitación muy rápida). Si son heterogéneos, lo más

probable es que la composición de la inclusión no sea representativa de todo el volumen de los fluidos diagenéticos.

Las temperaturas principales que se pueden determinar en una inclusión fluida son las siguientes:

- La temperatura de homogeneización (T_h) es la temperatura mínima a la cual una inclusión fluida se convierte en una única fase líquida homogénea. Es el parámetro más importante en microtermometría, y proporciona una temperatura de atrapamiento mínima estimada de la inclusión. Determinando la T_h se puede saber la densidad del fluido atrapado (puesto que las relaciones de fase del agua pura y sus propiedades de P-V-T son conocidas mediante datos experimentales independientes). Además, si la presión de atrapamiento se puede determinar, se puede conocer la temperatura de atrapamiento real (T_t). La diferencia entre la T_t y la T_h se denomina corrección de presión. En este trabajo no se han realizado correcciones de presión puesto que dicha corrección podría implicar imprecisiones importantes si se comete un error en la estimación de la presión (Goldstein y Reynolds, 1994), por lo que las T_h se han interpretado siempre como temperaturas mínimas de atrapamiento.
- La temperatura de fusión del hielo (T_m ice) es la segunda temperatura más importante dentro de los cambios de fase y sirve para conocer la composición del fluido (salinidad), puesto que el hielo funde a temperaturas distintas en función de su composición. Es la temperatura a la que termina de fundir el hielo. En caso de que en la inclusión fluida existiesen otros sólidos diferentes de hielo también se pueden medir sus temperaturas de fusión, al igual que en el caso de los clatratos (gas hidratos).
- La temperatura eutéctica (T_e) es la temperatura a la cual se empieza a fundir el hielo. Esta temperatura puede ser difícil de determinar, especialmente en inclusiones fluidas pequeñas o con mala óptica. Nos proporciona información sobre la composición de los fluidos diagenéticos, permitiéndonos establecer un modelo composicional para las asociaciones de inclusiones fluidas (FIA: *fluid inclusion association*). Las salmueras que aparecen en las inclusiones pueden llegar a presentar composiciones muy complicadas, por lo tanto, establecer un modelo composicional supone una simplificación. Cuanto más próximo sea dicho modelo a la composición verdadera de la salmuera, más próximo será el cálculo de la salinidad a la salinidad real. Por lo tanto, los valores de salinidad son siempre aproximados puesto que la composición real de las salmueras es siempre más compleja que la del modelo. El modelo que más se aproxima a la mayor parte de

sistemas diagenéticos es el sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$. Un problema añadido en la medida de la Te es que al enfriar se pueden formar asociaciones de minerales metaestables que luego al calentar fundan en Te distintas (más bajas) que la de la asociación estable inicial. Por lo tanto, para la mayor parte de las salmueras hay una Te estable y una o varias Te metaestables. Para el sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$, la Te estable es $-21,2^\circ\text{C}$ y la Te metaestable -28°C (Davis *et al.*, 1990).

Por otra parte, en cualquier estudio microtermométrico de inclusiones fluidas hay que tener en cuenta que existen numerosos procesos posteriores al atrapamiento que pueden alterar de distintas formas las inclusiones fluidas. Es necesario conocerlos para evaluar si han tenido lugar y en qué grado en las muestras de estudio. Como procesos posteriores al atrapamiento cabe citar: reacción con el cristal caja, difusión a través de la roca caja, cambio de volumen de la inclusión fluida, cambio de forma de la inclusión fluida (*necking down*), recrystalización del cristal caja, cambios de fase posteriores al atrapamiento, nucleación metaestable de alguna de las fases de la inclusión y sobrecalentamiento de las inclusiones fluidas.

Por su importancia para este estudio se va a explicar con más detalle las implicaciones del cambio de forma (*necking down*), la recrystalización del mineral caja y el sobrecalentamiento de las inclusiones fluidas:

- Cambio de forma (*necking down*): las inclusiones tienden a minimizar su superficie de energía libre. Las inclusiones con formas más irregulares son más inestables que las que tienen forma de cristal negativo (caras cristalinas muy rectilíneas) o que las que son más esféricas. Por lo tanto, la tendencia de una inclusión fluida es a pasar a formas más regulares. A este proceso se le llama *necking down* y es un mecanismo de formación de inclusiones fluidas, es decir, a partir de una inclusión fluida se pueden formar varias por *necking down*. Este proceso está controlado por múltiples variables, como son: el tiempo, la temperatura, la composición del fluido o del mineral, el tamaño y forma originales de la inclusión fluida y la tensión en el cristal caja.

Cuando se trata de un proceso de *necking down* de una inclusión monofásica en varias inclusiones más pequeñas la composición de las inclusiones no cambia. Pero si tenemos una inclusión polifásica que se divide en varias, entonces las inclusiones resultantes pueden no tener la composición del fluido original.

- Recrystalización del mineral caja: al ser la recrystalización un proceso que requiere de la existencia de una película de fluido, es probable que la inclusión se abra y se reequilibre con el mismo. Si la cavidad de la inclusión sigue existiendo después del proceso de recrystalización, lo más probable es que refleje las condiciones del fluido de recrystalización más que las del fluido de precipitación. Estas inclusiones se

siguen considerando primarias, a pesar de ser un registro del proceso de recristalización.

- Efecto del sobrecalentamiento (reequilibrio termal): el sobrecalentamiento natural puede generar sobrepresión. Si el mineral encajante es débil puede provocar un proceso de *stretching* (expansión irreversible y plástica de la inclusión) o la decrepitación de la inclusión fluida (explotar). Que la inclusión se reequilibre por sobrecalentamiento depende de la fuerza del cristal caja, la cantidad de sobrecalentamiento, otros esfuerzos, las propiedades P-V-T y la composición del fluido, el tamaño, la forma, la orientación y la posición relativa respecto a las dislocaciones del cristal. Por lo tanto, una misma población de inclusiones fluidas que sufra sobrecalentamiento posiblemente presente distintas T_h en función de todos estos parámetros. Esta variabilidad en los datos es el rasgo más importante para reconocer el reequilibrio termal. El proceso de *stretching* implica una disminución de la densidad de la inclusión, aumentándose la T_h . Después de un proceso de decrepitación la cavidad de la inclusión puede quedar conectada con los fluidos circundantes, rellenarse y cicatrizar. Por este mecanismo inclusiones primarias tempranas y someras pueden quedar remplazadas por fluidos tardíos de enterramiento (T_h mayor). Como primera aproximación, el primer criterio para saber si ha existido reequilibrio es el propio mineral caja. Los minerales más blandos o con líneas de exfoliación como la calcita son menos resistentes que los minerales duros como el cuarzo. Si todas las demás variables permanecen constantes, a mayor tamaño de la inclusión mayor probabilidad de reequilibrio. En lo que respecta al cuarzo, en sistemas diagenéticos, es difícil que una inclusión que no sea grande esté reequilibrada. La calcita requiere mucha menos temperatura para que tengan lugar reequilibrios, pero se requiere un calentamiento muy fuerte como para que se reequilibren todas las inclusiones. Para una calcita con un calentamiento moderado cabe esperar que parte de las inclusiones estén inalteradas y parte se hayan reequilibrado. Pueden conservarse inclusiones inalteradas que hayan sufrido un calentamiento posterior de más de 100°C por encima de su temperatura de atrapamiento.

En sistemas metamórficos el reequilibrio termal es un proceso habitual, por el propio calentamiento que implica el metamorfismo. Por lo tanto es habitual encontrar inclusiones que hayan sufrido *stretching* e inclusiones que hayan sufrido decrepitación o que decrepiten cuando se intenta medir su T_h . En el momento de la decrepitación las inclusiones pierden su burbuja y adquieren un aspecto oscuro.

Al comenzar el análisis microtermométrico hay que tener en cuenta que primero se debe proceder al calentamiento de la muestra y posteriormente al enfriamiento, puesto que la formación de hielo produce una expansión de la burbuja, pudiendo provocar que la inclusión fluida se abra o explote.

Para obtener la T_h o la T_m ice de una inclusión fluida se utiliza un procedimiento denominado *cycling*, puesto que la observación directa de la homogeneización de la inclusión fluida sólo es posible en inclusiones de gran tamaño (a partir de $7\text{ }\mu\text{m}$).

Cycling: Vamos a comenzar explicando el procedimiento del *cycling* para la determinación de la T_h . Al calentar una inclusión fluida el tamaño de la burbuja de gas se va reduciendo progresivamente con el aumento de la temperatura, hasta que dicha burbuja desaparece, bien porque no podamos verla o bien porque efectivamente la inclusión se haya homogeneizado. Para poder distinguir entre ambas posibilidades, una vez que desaparece la burbuja, se somete la inclusión a un enfriamiento rápido (*supercooling*). Si la burbuja reaparece de forma súbita tras un periodo de enfriamiento, entonces la inclusión había alcanzado su T_h , puesto que la burbuja ha reaparecido por un proceso de nucleación metaestable. Si por el contrario, la burbuja reaparece de forma paulatina (aumentando su tamaño progresivamente con el enfriamiento) y normalmente tras enfriar pocos grados, entonces la inclusión no había homogeneizado, sino que simplemente no podíamos ver la burbuja por su pequeño tamaño. El *cycling* consiste en acotar el intervalo de temperaturas en el cual tiene lugar la homogeneización, mediante sucesivos ciclos de calentamiento y enfriamiento (Fig. 4.6).

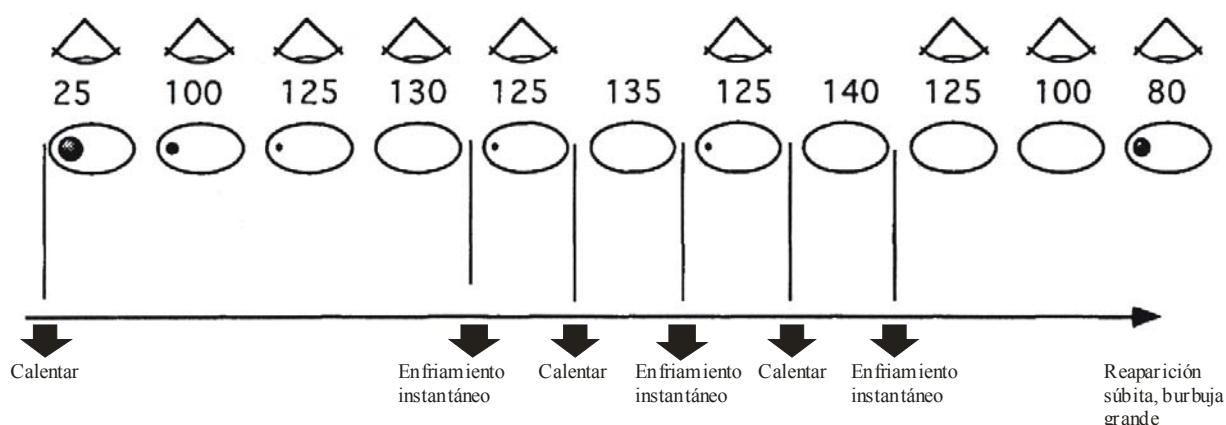


Fig. 4.6: Diagrama esquemático del proceso de medida de la T_h mediante el *cycling*. El dibujo superior (el ojo) indica los momentos en los que hay que observar la burbuja (reaparición y desaparición). Los números son temperaturas hipotéticas en $^{\circ}\text{C}$. La flecha indica la progresión del tiempo durante el proceso del *cycling*. La inclusión ha homogeneizado a 140°C , puesto que una vez alcanzada esta

temperatura, es necesario sobreenfriar la inclusión para que la burbuja reaparezca (a 80°C). Por lo tanto, la Th se encuentra entre 135-140°C. Traducida de Goldstein y Reynolds, 1994.

Es conveniente tener en cuenta que el calentamiento de la muestra puede provocar el *stretching* o la decrepitación de inclusiones fluidas con Th inferior que se encuentren en el mismo fragmento. Además, dichas inclusiones fluidas pueden homogeneizar y no renuclear la burbuja aunque sea enfriada, puesto que se trata de un proceso de nucleación metaestable. En el caso del *stretching* obtendremos una Th que no sería válida, en los otros dos casos es imposible realizar la medida, puesto que la obtención tanto de la Th como de la Tm ice requiere de la presencia de una burbuja en la inclusión fluida. Existe un criterio para detectar el *stretching* de una inclusión fluida si éste ha sido provocado por el propio calentamiento generado durante el análisis microtermométrico: si al repetir una medida de Th en una misma inclusión fluida dicha Th aumenta, entonces lo más probable es que la inclusión haya sufrido un proceso de *stretching*.

Los datos del análisis microtermométrico se deben interpretar a nivel de asociaciones de inclusiones fluidas (FIA: *fluid inclusión assemblage*), es decir, de conjuntos de inclusiones fluidas que se hayan formado al mismo tiempo y bajo unas mismas condiciones diagenéticas. La Th es una buena estimación de la temperatura de atrapamiento (Tt) cuando los datos de una misma FIA son consistentes (el 90 % de las Th se encuentran dentro de un intervalo de 10-15°C). Normalmente las FIAs son más consistentes cuanto más homogéneos son los índices líquido: vapor (L:V) entre las distintas inclusiones fluidas que componen la FIA.

Asimismo, el *cycling* se utiliza para determinar la Tm ice cuando no se observa fácilmente la fusión final del hielo (fig. 4.7). Para ello, conviene comenzar con un ciclo rápido de enfriamiento y posterior calentamiento para determinar la temperatura aproximada en la cual la burbuja cambia de tamaño, forma o posición radicalmente. Esta temperatura puede no ser indicativa, pero en general permite enunciar una hipotética Tm ice. Durante este primer ciclo rápido se debe enfriar hasta encontrarse por debajo del punto triple del metano (-182,5°C) y calentar hasta alcanzar los 25°C, porque hasta esta temperatura puede tener lugar la presencia de clatratos de CH₄ o de CO₂. Durante este primer ciclo de enfriamiento se debe anotar la Temperatura de nucleación homogénea (Tn), que es la temperatura requerida para enfriar el fluido antes de que éste se congele. Dicha temperatura es fácil de reconocer puesto que se detecta con una sacudida de la burbuja (*jerk*), provocada por la formación metaestable de hielo (el hielo se ha formado por un proceso de enfriamiento rápido que ha provocado que se supere la barrera cinética existente para la nucleación de hielo). Este proceso metaestable es el que nos permite utilizar el *cycling* para determinar la Tm ice. Para ello se propone una Tm ice hipotética, y se realiza el *cycling* observando si al enfriar se observa el *jerk* o no. Cuando observemos el *jerk* podemos asegurar que todo el hielo presente en la inclusión se había fundido al alcanzar dicha temperatura, es decir, se había alcanzado la Tm ice. La Tm ice se expresará como un

intervalo de temperaturas, siendo la superior aquella en la que sí observamos *jerk* y la inferior aquella en la que los cristales de hielo aún estaban presentes, y al enfriar la inclusión dichos cristales continuaron creciendo (y por tanto, no se observó el *jerk*).

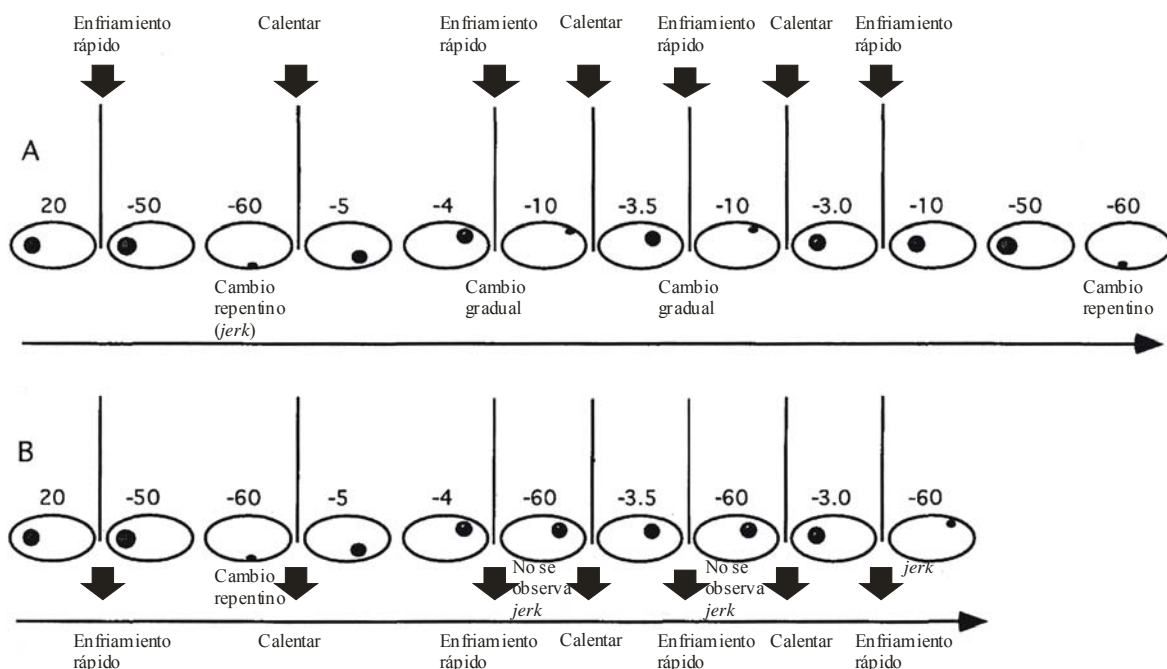


Fig. 4.7: Representación esquemática del proceso de *cycling* para determinar la T_m ice. Antes de comenzar con este proceso, se debe hacer un ciclo rápido inicial de enfriamiento para estudiar el comportamiento de la inclusión fluida, apuntando la temperatura aproximada del *jerk* y calentando rápidamente a continuación. En el ejemplo, se observa alguna variación en torno a -1°C , por lo que se comienza el *cycling* a -5°C . Los intervalos de calentamiento utilizados en este caso son de $0,5^\circ\text{C}$. La T_m ice queda acotada entre $-3,0/-3,5^\circ\text{C}$. El supuesto B se refiere a los casos en los que es imposible observar (debido al pequeño tamaño o a la forma de la inclusión) cambios graduales en la burbuja, por lo que el proceso de *cycling* se realiza únicamente utilizando la observación del *jerk* en los sucesivos ciclos de enfriamiento-calentamiento. Traducida de Goldstein y Reynolds, 1994.

Cuando existan evidencias de que las inclusiones presenten metano se utiliza el modelo composicional $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CH}_4$. Son evidencias de la presencia de metano la fusión de un sólido en torno a $-182,5^\circ\text{C}$, así como la presencia de clatratos. Los clatratos se pueden detectar por la generación de un doble anillo en torno a la burbuja durante el enfriamiento, por la génesis de una serie de irregularidades y protuberancias sobre la superficie de la burbuja durante el enfriamiento o por la fusión de cristales a temperaturas superiores a 0°C (aunque su T_m puede ser inferior a 0°C). La presencia o no de metano ejerce muy poca influencia en la determinación de la salinidad a partir de la T_m ice.

Como ya se ha indicado, la observación de los clatratos en la inclusión es evidencia de la presencia de gas en dicha inclusión. Durante el enfriamiento, el punto de formación de

clatratos se puede detectar cuando la burbuja súbitamente sufre una sacudida o se deforma a una temperatura por encima de la que necesita la inclusión para congelarse. Por lo tanto, durante el enfriamiento, en una inclusión que contenga metano se pueden observar dos sacudidas de la burbuja: una asociada a la nucleación del clatrato (T_n del clatrato) y otra debida a la nucleación metaestable de hielo (T_n del hielo). Puede ocurrir que los clatratos no nucleen hasta que no se sobreenfríe la inclusión, por eso siempre es conveniente enfriar por debajo del punto triple del metano ($-182,5^{\circ}\text{C}$), hasta la temperatura que permite el nitrógeno líquido (-196°C). A veces se requiere más de un ciclo de enfriamientos para poder ver la nucleación de los clatratos, porque el calentamiento provoca que haya menos centros de nucleación y por tanto haya menos cristales pero de mayor tamaño, con lo que resulta más fácil identificarlos. En muchos casos no es posible observar este fenómeno, especialmente en inclusiones fluidas pequeñas o aquellas que contienen cantidades bajas de gas. Cuanto mayor sea el contenido en gas, más clatrato se formará, y más fácil será medir la T_m del clatrato. Al calcular salinidades en inclusiones fluidas en las que sepamos que hay presencia de clatratos debemos tener en cuenta que la salinidad calculada es superior a la salinidad real, puesto que los clatratos al formarse toman parte del agua de la inclusión fluida.

La presencia de otros gases distintos del metano en una inclusión fluida rica en metano alterará el comportamiento a baja temperatura: si durante el enfriamiento observamos la fusión de un sólido a una temperatura mayor que el punto triple del metano, podríamos deducir la presencia de otro componente, al igual que si después de que el metano se haya fundido se observa la fusión de alguna otra fase sólida. La fusión de los clatratos depende de la presión y de la salinidad y ocurre en un rango amplio de temperaturas, por lo que no es indicativa de la composición del gas. La temperatura de fusión de los clatratos (T_m clatratos) también se puede medir utilizando la técnica del *cycling*.

4.3.6. ANÁLISIS DE ISÓTOPOS ESTABLES

Los análisis de isótopos estables se han realizado en el laboratorio de la Universidad de Kansas (EE.UU.). Se han analizado isótopos de carbono y de oxígeno sobre calcitas y dolomitas.

Los isótopos son átomos de un mismo elemento cuyo núcleo contiene el mismo número de protones pero distinto número de neutrones. Los isótopos pueden ser estables o inestables (radiactivos).

Los isótopos estables se aplican en diversos campos de la Geología debido a las diferencias de comportamiento existentes entre los distintos isótopos de un mismo elemento en los procesos naturales. Los isótopos de un mismo elemento presentan pequeñas diferencias en masa y energía que causan diferencias en las propiedades físicas y químicas. Estas diferencias de comportamiento son responsables del proceso de fraccionamiento isotópico. Llamamos fraccionamiento isotópico a la distribución de los isótopos durante un proceso entre dos sustancias o dos fases de la misma sustancia con distinta relación isotópica. Las moléculas con el isótopo ligero reaccionan más fácilmente que las que contienen el isótopo pesado, puesto que los enlaces formados con el isótopo ligero son más débiles que los enlaces formados con el isótopo pesado. El fraccionamiento es consecuencia principalmente de las reacciones de intercambio isotópico y de los efectos cinéticos. Las reacciones de intercambio isotópico implican cambios en la distribución isotópica entre diferentes sustancias, fases o moléculas en el equilibrio. Los efectos cinéticos causan desviaciones del equilibrio debidas a las diferentes tasas de reacción de las distintas especies isotópicas, por diferencias de vibración o de energías de enlace.

Los elementos más útiles en Geología sedimentaria son aquellos que presentan pesos atómicos pequeños (H, C, N, O y S), puesto que la diferencia de peso atómico entre una especie isotópica y otra supone un porcentaje significativo (son elementos con bajos números atómicos). En este trabajo se han utilizado los isótopos estables del oxígeno y del carbono. Su abundancia relativa en la naturaleza es la siguiente (Faure, 1998):

Carbono: ^{12}C : 98,9%; ^{13}C : 1,10%.

Oxígeno: ^{16}O : 99,762%; ^{17}O : 0,038%; ^{18}O : 0,200%.

En el caso del carbono se utiliza la relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, y para el oxígeno la relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, puesto que la proporción de ^{17}O en la naturaleza es muy baja y sería más difícil de medir. Dichas relaciones se miden utilizando un espectrómetro de masas (fig. 4.7.). Los espectrómetros de masas no pueden realizar medidas directas de la abundancia de los isótopos, sino que miden diferencias relativas. Por esta razón se utilizan estas relaciones entre las

concentraciones de dos isótopos de un mismo elemento. La muestra a analizar tiene que transformarse previamente en gas. En el caso de los carbonatos se transforma en CO_2 .

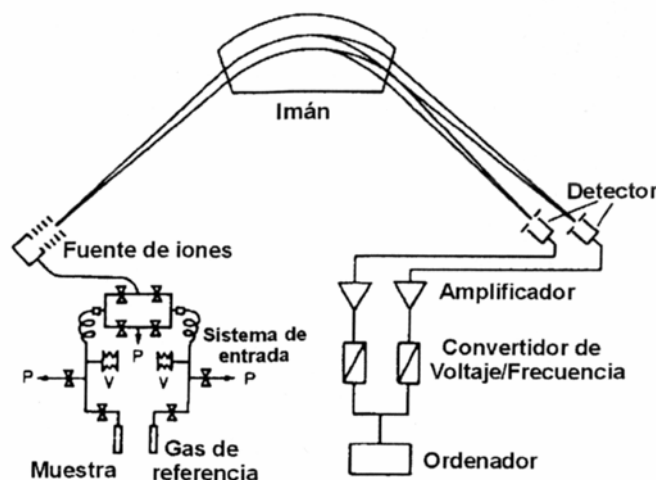


Fig. 4.7. Diagrama esquemático de un espectrómetro de masas para medidas de isótopos estables. La P indica el sistema de vacío y la V indica un volumen variable de gas (traducida de Hoefs, 1997).

El haz de iones pasa a continuación por un campo magnético donde son separados en distintos haces en función de su índice masa/carga. Estos haces de iones ya separados llegan al detector iónico y se transforman en un impulso eléctrico, que se amplifica para medir la corriente de iones, que es proporcional al número de iones de cada masa. La relación isotópica que se obtiene al final del proceso está referida al gas de referencia que utilice cada laboratorio, que se corrige posteriormente con respecto a un estándar internacional. Un estándar tiene que reunir ciertas características para ser considerado como tal: ser utilizado a nivel internacional como punto cero, presentar una composición homogénea, estar disponible en grandes cantidades, ser fácil de preparar y de medir isotópicamente, y tener un índice isotópico cerca del punto medio de variación del isótopo en la naturaleza (Hoefs, 1997).

El estándar del oxígeno era originalmente el SMOW (*Standar Mean Ocean Water*), definido a partir de una muestra de agua hipotética con composición muy parecida a la composición media de las aguas oceánicas publicada originalmente por Craig (1961). Posteriormente, la Agencia de Energía Atómica Internacional de Viena (IAEA) comenzó a distribuir el V-SMOW siendo su composición muy similar a la del SMOW original.

El estándar para el carbono era el PDB, elaborado a partir de la *Belemnite americana* de la Formación Peedee, en Carolina del Sur (EE.UU.). Este estándar se ha utilizado puesto que su composición isotópica en carbono y en oxígeno era muy similar a la composición isotópica media de las calizas marinas. En la actualidad se utiliza el NBS-19 porque el material originario del PDB se agotó. Dicho estándar tiene una composición muy parecida al PDB, y también lo

suministra la Agencia de Energía Atómica Internacional de Viena, por lo que las notaciones isotópicas se refieren al V-PDB.

La notación empleada para los cálculos isotópicos es el valor de delta (δ), expresado en tanto por mil (‰). El valor de delta se define como:

$$\delta = [(R \text{ muestra} - R \text{ estándar}) / R \text{ estándar}] \times 10^3$$

donde R representa la relación isotópica entre el isótopo pesado y el isótopo ligero ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ o $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$). Por lo tanto, el valor de δ será cero si la muestra presenta la misma relación isotópica que el estándar, positivo si la muestra está enriquecida en el isótopo pesado respecto al estándar y negativo si la muestra está empobrecida en el isótopo pesado respecto al estándar.

El factor de fraccionamiento (α) producido por un determinado proceso (por ejemplo, la precipitación de un mineral a partir de una solución acuosa) se define como:

$$\alpha = R_A / R_B$$

donde R es la relación isotópica ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ o $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) para una sustancia dada (A o B).

El factor de fraccionamiento está controlado por la temperatura absoluta a la que tiene lugar el proceso mediante la siguiente expresión:

$$\ln \alpha = AT^{-2} + BT^{-1} + C$$

donde A, B y C son coeficientes determinados experimentalmente y T es la temperatura absoluta en Kelvin.

En el caso concreto de los carbonatos (calcitas precipitadas inorgánicamente a temperaturas entre 0 y 500°C) se aplica la fórmula propuesta por O'Neil *et al.* (1969) y posteriormente modificada por Friedman y O'Neil (1977):

$$10^3 \ln \alpha_{\text{calcita-agua}} = 2,78 (10^6/T^2) - 2,89 \text{ (Friedman y O'Neil, 1977).}$$

Esta expresión permite el cálculo de la temperatura (por ejemplo, de formación de un determinado cemento calcítico), con la limitación de que en ella existen tres incógnitas (la temperatura de formación, el $\delta^{18}\text{O}$ de la calcita y el $\delta^{18}\text{O}$ del agua), de las cuales normalmente sólo se conoce el $\delta^{18}\text{O}$ de la calcita. En estudios isotópicos sobre conchas actuales se puede medir de forma directa la composición isotópica del agua. En los estudios climáticos de materiales antiguos se recurre a la utilización de determinados valores de $\delta^{18}\text{O}$ como aproximación al valor real del $\delta^{18}\text{O}$, bien sea utilizando el $\delta^{18}\text{O}$ de un determinado grupo fósil presente en el estudio, bien utilizando otras referencias bibliográficas sobre la geoquímica isotópica del agua durante un periodo. En estudios diagenéticos una posible aproximación es utilizar las temperaturas mínimas de atrapamiento determinadas a partir de inclusiones fluidas. Al conocer la temperatura de formación de una determinada fase diagenética, se puede calcular la composición isotópica del fluido a partir del cual precipitó dicha fase. De una forma más aproximada se puede estimar un rango de temperaturas para la formación de una determinada

fase (que se pueda acotar mediante criterios petrográficos). La figura 4.8 representa la relación entre el $\delta^{18}\text{O}$ del agua, la temperatura y el $\delta^{18}\text{O}$ de la calcita.

Hay que tener en cuenta que el fraccionamiento isotópico en el oxígeno decrece con el aumento de la temperatura, ya que a medida que aumenta la temperatura el valor de α se va aproximando a uno. Por tanto, el uso de los isótopos de oxígeno como geotermómetro es menos sensible a altas temperaturas. Asimismo, como se puede observar en la figura 4.8, una calcita precipitada a partir de un mismo fluido (mismo $\delta^{18}\text{O}$ del agua) tendrá un valor de $\delta^{18}\text{O}$ más negativo a medida que la temperatura vaya aumentando.

En este trabajo se han utilizado los isótopos del oxígeno como geotermómetros, y se ha aplicado dicha técnica para el cálculo de gradientes hidrotermales.

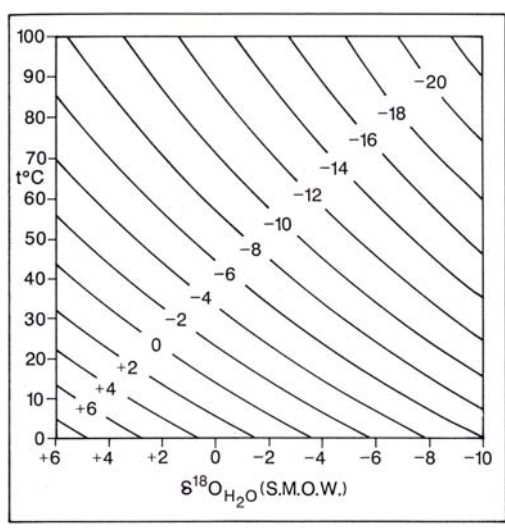


Fig. 4.8: Relación entre el $\delta^{18}\text{O}$ del agua, la temperatura y el $\delta^{18}\text{O}$ de la calcita (Dickson, 1990). Los valores que aparecen sobre las curvas corresponden con el $\delta^{18}\text{O}$ de la calcita.

En cuanto a los isótopos del carbono, hay que señalar que sufren procesos de fraccionamiento fundamentalmente debidos a procesos biológicos y de fermentación de la materia orgánica durante el enterramiento de la misma. Durante la fotosíntesis, el isótopo ligero (^{12}C) tiende a concentrarse en el material orgánico, por lo que las plantas tienen una composición isotópica en carbono negativa, de entre -7‰ y -35‰, según sea su naturaleza (Hoefs, 1997). Este valor depende del tipo de ciclo metabólico de la planta, existiendo dos tipos principales de plantas, denominados C_3 y C_4 .

La materia orgánica se oxida rápidamente en ambientes óxicos. Sin embargo, la degradación de la materia orgánica en ambientes anóxicos es mucho más complicada, puesto que implica procesos de hidrólisis y eventualmente la participación bacteriana en reacciones de oxidación y fermentación. La oxidación de la materia orgánica a CO_2 , bien sea gracias a bacterias aerobias o anaerobias, produce un fraccionamiento isotópico pequeño. Es decir, el CO_2 producido conserva un $\delta^{13}\text{C}$ similar al de la materia orgánica inicial. Sin embargo, cuando se

genera CH₄ el fraccionamiento puede llegar a ser muy importante. El CH₄ se enriquece en el isótopo ligero, pudiendo llegar a presentar una composición isotópica muy negativa (de hasta -80‰) (Rollinson, 1993).

El estudio isotópico se realizó tras un estudio petrográfico detallado, utilizando microscopía convencional y CL. Se utilizaron pares de láminas delgadas, una lámina fina para establecer la secuencia de cementación y una lámina gruesa (100 µm), sobre la que se realizaron los análisis isotópicos. Tras el estudio con CL, las láminas gruesas fueron teñidas con Alizarina roja s y ferricianuro potásico para facilitar la distinción de los carbonatos (Lindholm and Finkelman, 1972). Las muestras fueron tomadas utilizando un microdrill y para el análisis de su δ¹³C y δ¹⁸O en el laboratorio de isótopos estables en la Universidad de Kansas. Todas las muestras se calentaron a 200°C durante una hora en condiciones de vacío, para eliminar los contaminantes orgánicos volátiles. Posteriormente reaccionaron a 73°C en un sistema automático (Kiel-III), acoplado directamente a un espectrómetro de masas Finnigan MAT 253. Los índices isotópicos fueron obtenidos a partir de las contribuciones de ¹⁷O y están expresados en notación por mil relativa al estándar VPDB. Los valores se calibraron utilizando NBS 19 como estándar primario. La precisión de los análisis es de 0,1 ‰ tanto para el oxígeno como para el carbono.

4.3.7. ANÁLISIS DE ISÓTOPOS DE ESTRONCIO

Se ha analizado la relación isotópica Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ en algunas muestras de carbonato de la columna de Magaña como primera aproximación a la determinación de la posible influencia de aguas marinas en los depósitos lacustres de la Fm. Sierra de Matute del Grupo Tera. La variación de la relación Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ del agua marina depende fundamentalmente de los aportes fluviales (flujo continental) y de los aportes derivados de sistemas marinos hidrotermales (flujo mantélico) (Faure, 1986). La variación de esta relación a lo largo del Fanerozoico ha sido estudiada por diversos autores (Peterman *et al.*, 1970; Veizer y Compston 1974, Burke *et al.*, 1982 y Veizer *et al.*, 1999).

En cuanto al proceso analítico de los isótopos de Sr, para la disolución de las muestras de dolomita y calcita, intentando evitar la posible contaminación en la relación isotópica de interés con impurezas externas a la fracción carbonatada, se ha seguido un protocolo de digestión adecuado para la disolución específica de dicha parte. A las muestras, pesadas en crisoles (Saville®Teflon), se les añadieron 5ml de ácido clorhídrico 2,5N, dejándolas en frío durante unas horas. Seguidamente, se centrifugaron las muestras durante 10 minutos a 4000 r.p.m., para eliminar el posible residuo no disuelto que pudiera haber quedado. A continuación, se sigue el protocolo interno de separación y pre-concentración del Sr en columnas

cromatográficas, con resina DOWEX 50Wx12 200/400 *mesh* (previamente calibradas) utilizando el ya mencionado ácido clorhídrico 2.5N destilado como eluyente. La fracción en la que se concentra el Sr es recogida y llevada a sequedad, para su posterior análisis en el Espectrómetro de Masas TIMS del Laboratorio de Geocronología y Geoquímica Isotópica de la Universidad Complutense de Madrid.

Las muestras de Sr fueron disueltas en 1µl de ácido fosfórico, cargándose sobre filamentos de tántalo degasificados, procediéndose a la medida de las relaciones isotópicas en un Espectrómetro de Masas de Ionización Termal VG SECTOR 54, con 5 detectores o cajas de Faraday, mediante el sistema de medida denominado multicolección dinámica.

Las medidas para Sr han sido corregidas de posibles interferencias de ^{87}Rb y normalizadas al valor $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$, con respecto al posible fraccionamiento de masas de la muestra a lo largo del análisis.

Durante el análisis de las muestras se ha medido el estándar isotópico NBS-987 obteniéndose un valor medio para un número de datos $n=12$ de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710169 \pm 0,00007$ a nivel 2σ , el cual se utiliza para la corrección de los valores medidos, en base a la posible deriva referida al estándar. Para ello, se utiliza como referencia el valor de dicho estándar a lo largo del tiempo en este laboratorio, obteniéndose resultados para la relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,710250 \pm 0,00005$ (2σ , $n=645$).

El error analítico está referido a dos desviaciones estándar, y es de 0,01% en la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

4.3.8. DIFRACCIÓN DE RAYOS X

La difracción de rayos X se ha utilizado en este trabajo en la caracterización de las muestras arcillosas y margosas.

La técnica de la difracción de rayos X se basa en la incidencia de un haz de rayos X sobre la muestra, de modo que estos rayos son difractados por los planos de un cristal cuando chocan con los átomos que lo constituyen, y hacen que los electrones vibren con la frecuencia de la radiación X incidente (actuando como frentes de ondas), absorbiendo parte de la energía y emitiendo la otra parte en forma de rayos X. Estas ondas suelen interferir de forma destructiva salvo en direcciones concretas en las que se encuentran en fase, dando lugar a lo que se conoce como difracción. Esta señal es recogida por el difractómetro y da lugar al difractograma (Klein y Hurlbunt, 1996).

En concreto en este trabajo se han empleado dos técnicas fundamentales y complementarias entre sí: los métodos del polvo cristalino y de los agregados orientados. Las muestras fueron analizadas en el difractómetro del Departamento de Cristalografía y

Mineralogía de la Universidad Complutense de Madrid (UCM). Se trata de un difractómetro modelo Siemens D500 con monocromador de grafito. La radiación empleada es la $K\alpha$ del cobre, el voltaje 40 KV y la intensidad 30 Ma. Tanto el intervalo de exploración como la velocidad son distintos en función del método utilizado. El análisis de los difractogramas se ha realizado mediante el programa informático EVAplus. Este programa ha permitido la identificación de los minerales y realizar las medidas necesarias para obtener los datos semicuantitativos utilizando el método de los poderes reflectantes.

4.2.8.1. Método del polvo cristalino.

Se comenzó siempre con el secado de la muestra, introduciéndola en una estufa a 50°C durante un mínimo de 24 horas. Una muestra de 100 g puede ser una cantidad suficiente para un estudio completo.

Una vez seca la muestra se procedió a una disgregación o molienda de la misma en un mortero de ágata mecánico (*Retchs Pulverisett*). Una vez molida la muestra se procedió al cuarteo de la misma, tras el cual se separó una porción de muestra de aproximadamente 2 ó 3 gramos que se destinó al estudio de la composición global. Esta porción se muele hasta un tamaño de unos 53 μm : se tamiza en su totalidad y se realiza un difractograma. El intervalo de exploración es entre 2° y 65° (2Φ), siendo el intervalo entre pasos de 0,03 (2Φ), la velocidad de exploración de un paso por segundo y la constante de tiempo de 1 segundo. El resultado de este análisis del polvo cristalino permite conocer la mineralogía global (filosilicatos y no filosilicatos).

4.2.8.2. Método de los agregados orientados.

Para el estudio de los filosilicatos se utilizó la técnica de los agregados orientados. Se trata de elaborar una preparación en la que se favorezca la orientación de los minerales según sus planos basales. El procedimiento se describe a continuación:

Se prepararon suspensiones de arcilla en agua, añadiendo a la muestra agua destilada (unos 100 g en 2 litros de agua, aproximadamente).

En muestras de naturaleza margosa la calcita y la dolomita deben ser eliminadas sin alterar la composición mineralógica de la muestra. Para ello se utilizó el método propuesto por Jackson (1969): se preparó una disolución tampón disolviendo 82 g de acetato sódico en 900 ml de agua destilada, añadiendo 27 ml de ácido acético glacial y ajustando el pH a 5 mediante la adición de hidróxido sódico o de ácido acético. La solución se diluyó hasta alcanzar un litro con agua destilada. La muestra se agitó con dicha solución hasta que dejó de reaccionar. Después se

lavó la muestra con agua destilada, removiendo y dejándola reposar a continuación. El proceso se repitió las veces necesarias hasta conseguir una solución que no floculó en 24 horas.

Una vez conseguida una suspensión estable se procede a la separación de las fracciones que se desee, de acuerdo con el objetivo del trabajo. La separación por tamaños de partícula se basa en la ley de Stokes, que es una expresión numérica de la velocidad a la que cae una partícula por la acción de la gravedad y a cuya caída ofrece resistencia un fluido viscoso. De esta forma se puede calcular el tiempo necesario para que una partícula de un tamaño determinado decante. Para este trabajo se ha separado la fracción de tamaño inferior a 2 μm , que facilita la separación de los distintos filosilicatos. Para ello se utilizaron columnas de decantación, separando la fracción tras 16 horas de reposo. Es importante agitar bien antes de empezar a contar las 16 horas.

Transcurrido el tiempo deseado se pueden separar las fracciones por sifonamiento de los 20 cm superiores del recipiente. La fracción separada se seca en la estufa y a continuación se preparan al menos dos agregados orientados de cada muestra. El objeto de la preparación del agregado orientado es reforzar las reflexiones basales, que son las que permiten diferenciar los distintos filosilicatos entre sí, así como eliminar las reflexiones de los minerales no laminares. Para ello se toman 5 mg por cm^2 de vidrio utilizado para realizar el agregado y se prepara una suspensión con 2,5 ml de agua destilada. Dicha suspensión se coloca en un tubo de ensayo en un aparato de ultrasonidos durante 3 minutos. Los agregados orientados se preparan con la ayuda de una pipeta, dejando caer gota a gota y perpendicularmente la solución sobre los vidrios previamente siglados. A continuación se deja evaporar el agua a temperatura ambiente hasta obtener un agregado homogéneo.

En general, para la identificación de los minerales de la arcilla es necesario usar tratamientos que permitan diferenciar entre los filosilicatos que tienen el mismo espaciado basal. Los agregados orientados se sometieron a los siguientes tratamientos:

-Agregado orientado solvatado con etilenglicol: se introduce el agregado orientado en una atmósfera saturada en etilenglicol durante 48 horas a una temperatura de 60°C (Brunton, 1955). Este tratamiento se utiliza para detectar la presencia de minerales expandibles como las esmectitas, que mediante este tratamiento adquieren un mayor espaciado de sus láminas.

-Agregado orientado tratado térmicamente a 550°C: Se calienta el agregado orientado en un horno a 550°C durante 2 horas (Martín Vivaldi y Rodríguez Gallego, 1961). Se utiliza para asegurar la presencia de caolinita y ver el comportamiento de los minerales expandibles y la clorita.

Una vez terminada la preparación de las muestras, se procede a su difracción, siendo el intervalo de exploración en este caso de 2° a 35° (2 Φ). Entre 2° y 13° aparecen las principales

reflexiones basales de los filosilicatos. Para reforzar dichas reflexiones se disminuye el intervalo entre pasos a 0,02 (2Φ). La velocidad de exploración de un paso por segundo es constante.

Asimismo, se han realizado medidas de la cristalinidad de la illita. Este método relaciona la anchura del pico de 10 Å de la illita con el grado metamórfico. Los límites de la anchura que se han utilizado en este trabajo son los propuestos por Kubler, 1967 ($0,42^\circ$ y $0,25^\circ \Delta 2\theta$). Estos límites se han calibrado utilizando estándares y se corresponden con los valores de 0,46 y 0,28, respectivamente.

Es importante señalar que la difracción de rayos X no ha sido utilizada para el estudio de las lutitas en todas las columnas estratigráficas de este trabajo, puesto que existe una información bibliográfica previa que aporta gran cantidad de datos sobre muchas de las columnas que se estudian en esta tesis (Mata, 1997, Mantilla-Figueroa, 1999, Barrenechea *et al.*, 2000 y 2001, Mata *et al.*, 2001).

5. ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA

5.1. COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS

A continuación se describen las columnas estratigráficas realizadas en este trabajo, divididas en tres zonas para facilitar su estudio: zona Norte, zona Centro y zona Sur. La situación de las mismas se encuentra reflejada en la figura 1.3.

5.1.1. ZONA NORTE

5.1.1.1. Columna estratigráfica de Almarza de Cameros (ALMA y ARZA).

- Hoja escala 1:50.000: N° 241, Anguiano.
- Base: x=537.500, y=4.674.500 (UTM); Long.: 2°37'40" W, Lat.: 42°13'16" N.
- Techo: x=534.000, y=4.674.800 (UTM); Long.: 2° 35'21" W, Lat.: 42°13'28" N.
- Situación: La columna se levanta siguiendo la carretera LR-345, que conduce a Almarza de Cameros (La Rioja) y a Muro de Cameros (La Rioja) desde Caserío de Cocera y Pradillo. La base se encuentra antes de llegar a la desviación de Pinillos viniendo desde Pradillo. El techo de la sección se localiza en un importante tramo cubierto.
- Espesor total: 737 m.
- Descripción: Figura 5.1.

La base de la columna está constituida por las calizas de la Fm. Torrecilla en Cameros.

A continuación aflora un conjunto de 10 m (tramos 1-8) formado por una alternancia de lutitas y calizas que hacia la base presenta intercalada una capa de areniscas con una importante costra ferruginosa a techo. Se trata de calizas grises *mudstone* que hacia techo de las mismas presentan intraclastos carbonáticos englobados en la matriz calcárea.

Sobre ellas aparece un conjunto muy potente (438 m) constituido por una alternancia de areniscas, lutitas y tramos cubiertos (tramos 9-131). Los tramos lutíticos predominan sobre los tramos de areniscas. Las areniscas presentan un color rojo característico, son de grano fino a medio, y se encuentran en general organizadas en secuencias granodecipientes, con base erosiva y techo plano, con potencias de hasta 5 m. A gran escala, en algunos de estos cuerpos arenosos, se observan superficies de acreción lateral (estratificación cruzada de tipo *épsilon* de

Allen, 1963) (tramo 67). A mediana y pequeña escala presentan abundantes estratificaciones cruzadas de surco y *ripples* de corriente hacia techo. También aparecen las estratificaciones cruzadas planares, aunque son comparativamente menos abundantes. Estas areniscas hacia techo presentan en ocasiones huellas de raíces. Por otra parte, aparecen areniscas que constituyen secuencias menos potentes que las descritas previamente (entre 0,5 y 2 m), con tendencias granocrecientes. En el tramo 15 se han observado caráceas reelaboradas y *lags* de cantos. Los tramos lutíticos presentan también colores rojizos, aunque en ocasiones se observan tonos verdosos. En estos tramos lutíticos se observan huellas de raíces y paleosuelos poco desarrollados.

A continuación aparecen 62,2 m con características similares al conjunto anterior, pero con areniscas y lutitas de color verdoso (tramos 132-163).

Por encima se observa un conjunto de 31,2 m en el que aparecen carbonatos (tramos 164-175). Comienza con calizas *mudstone* gris verdosas con ostrácodos y caráceas que presentan intraclastos carbonáticos hacia techo, morfologías irregulares y bordes angulosos (tramos 163, 167 y 169). Tanto en los tramos más arcillosos como en las calizas se observan excepcionalmente ferruginizaciones hacia techo (tramos 164 y 167). A continuación se aparecen varias capas de calizas *mudstone* limosas de aspecto nodular (tramos 170 y 172), intercaladas con lutitas.

Por encima aflora un conjunto exclusivamente calcáreo de 18 m de potencia (tramos 176-179) compuesto por varias secuencias de calizas *mudstone* masivas hacia su base, y más laminadas hacia techo.

A continuación aparece un conjunto de 47,4 m (tramos 180-192) formado por una alternancia de lutitas, areniscas y calizas *mudstone*. Las lutitas presentan tanto colores rojizos como verdosos. Las areniscas presentan grano fino, color pardo a rojizo y se encuentran organizadas en secuencias granocrecientes. Las calizas presentan aspecto masivo, y aparecen formando un conjunto relativamente potente hacia techo (tramos 189-192).

A techo afloran 130,8 m constituidos por una alternancia de areniscas y lutitas (tramos 193-241), con algunos tramos de calizas y un tramo conglomerático hacia techo del conjunto (tramo 230). Las areniscas son de colores rojizos, y presentan en general grano fino. Se observan niveles con base erosiva y secuencia granodecreciente, con potencias máximas de 4 m, que presentan hacia techo *ripples* de corriente y ocasionalmente lechos planos. Dentro de las areniscas se han reconocido también niveles con base plana y secuencias granocrecientes, con potencias máximas de 1,5 m, que pueden presentar *ripples* hacia techo. En cuanto a las calizas, se trata de calizas *mudstone* de escasa potencia (máximo 1 m), que pueden presentar un aspecto nodular (tramos 197 y 216). El tramo 216 está constituido por calizas arenosas.

La sección se termina en un tramo cubierto tras el cual el registro se hace fuertemente siliciclástico, dando comienzo a la parte inferior del Grupo Oncala en este sector, que constituye la Fm. Huérteles de dicho Grupo.

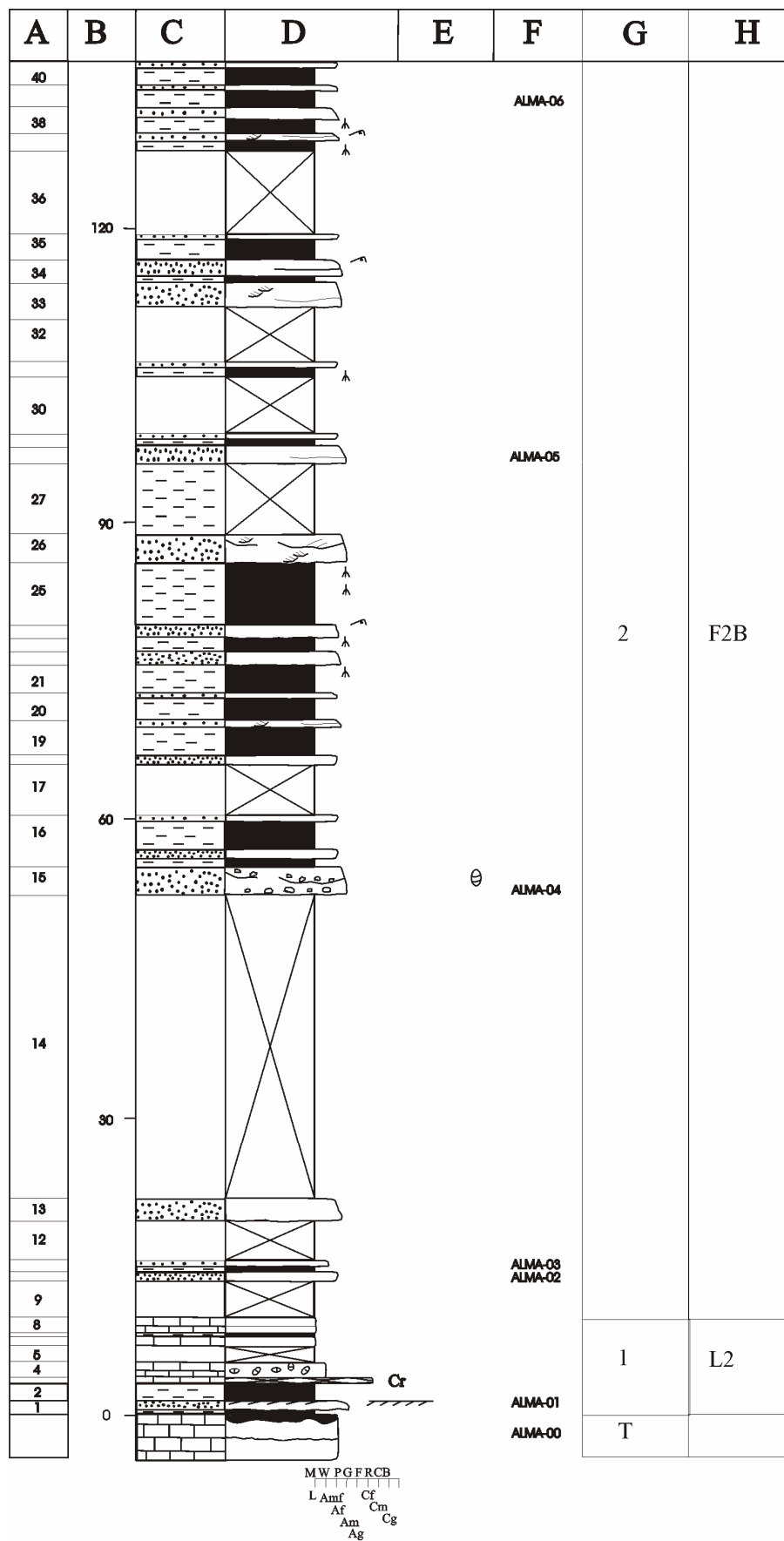


Fig. 5.1. Columna estratigráfica de Almarza, hoja 1. Leyenda: fig. 4.2.

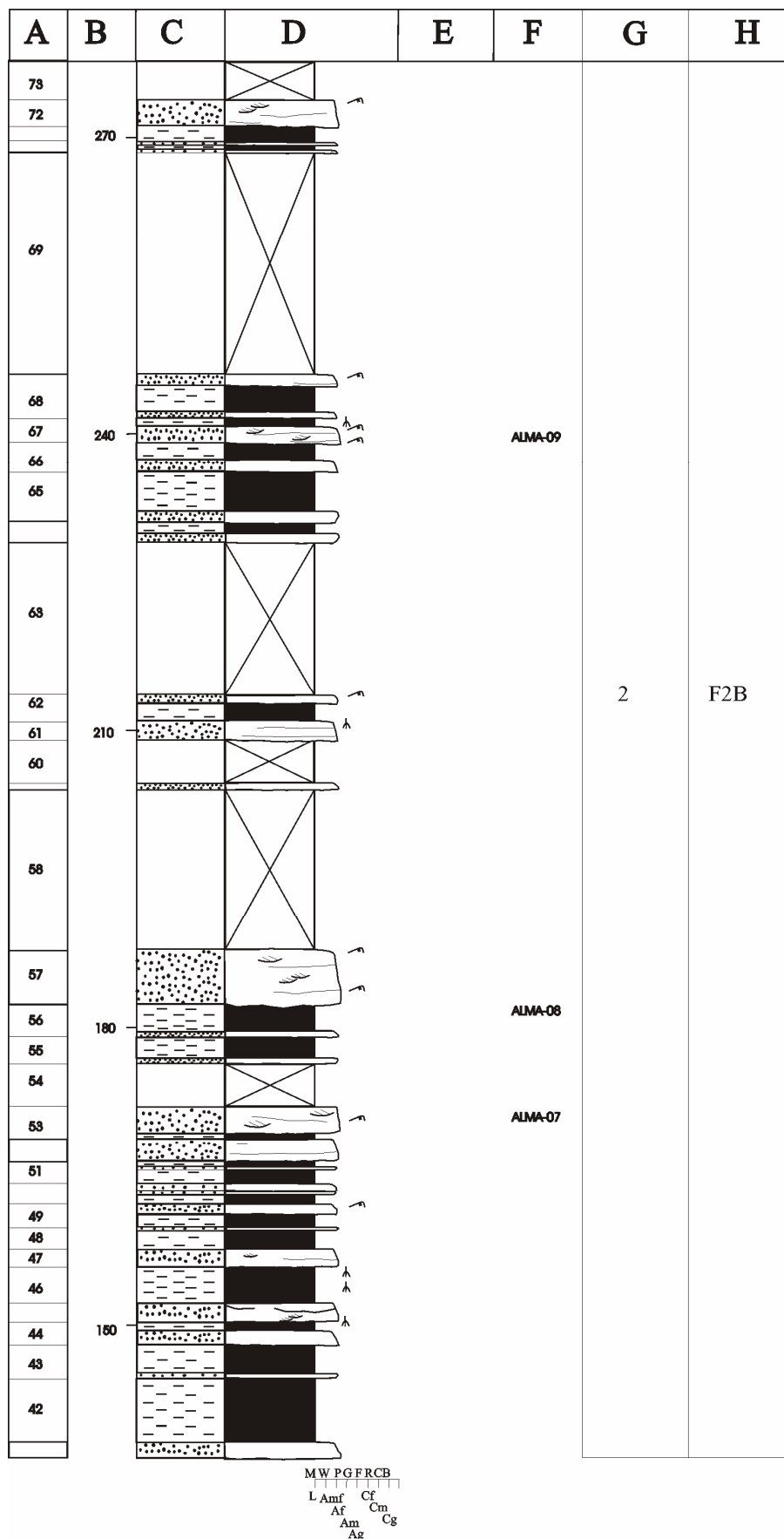


Fig. 5.1. Columna estratigráfica de Almarza, hoja 2. Leyenda: fig. 4.2.

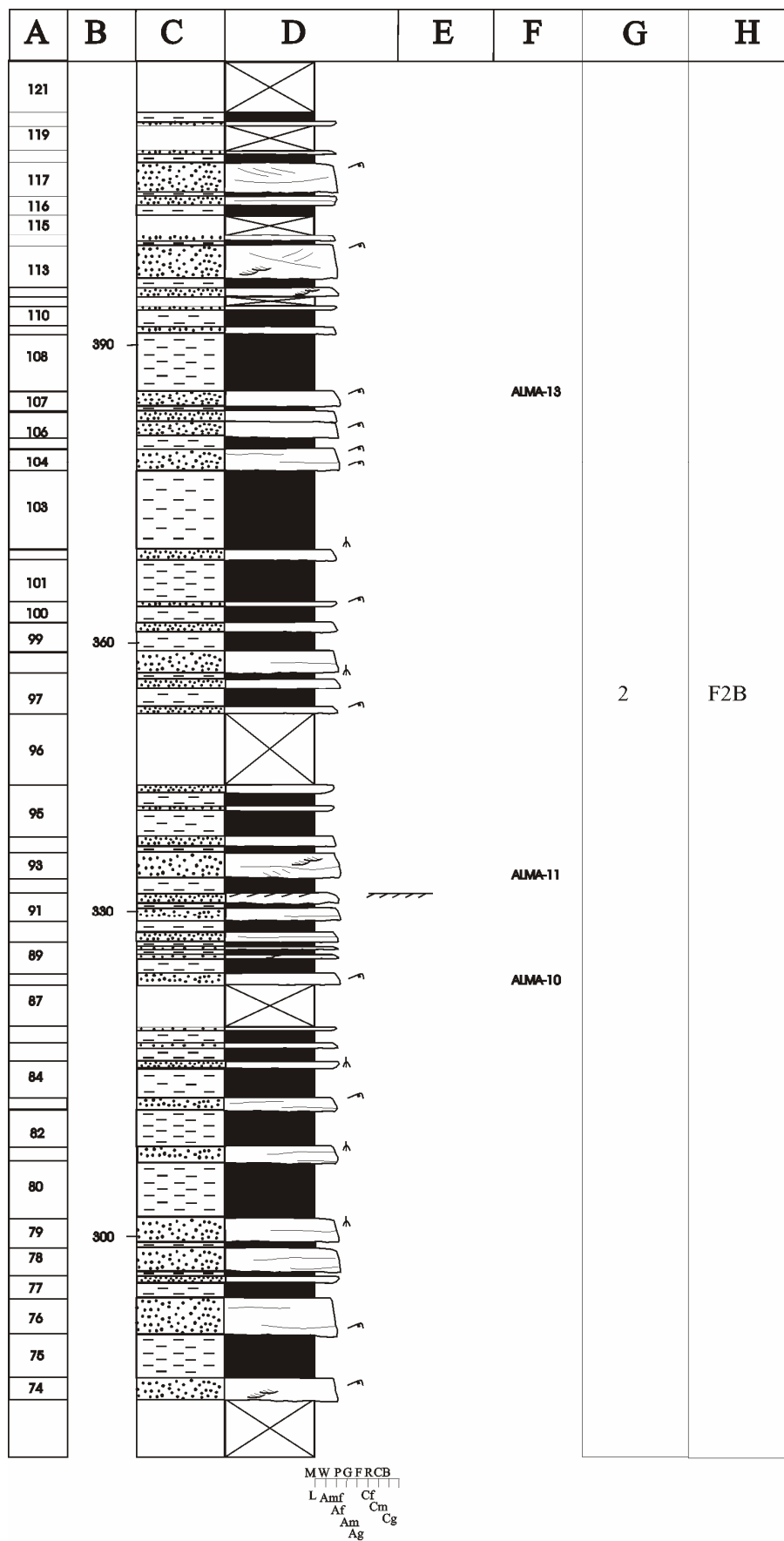


Fig. 5.1. Columna estratigráfica de Almarza, hoja 3. Leyenda: fig. 4.2.

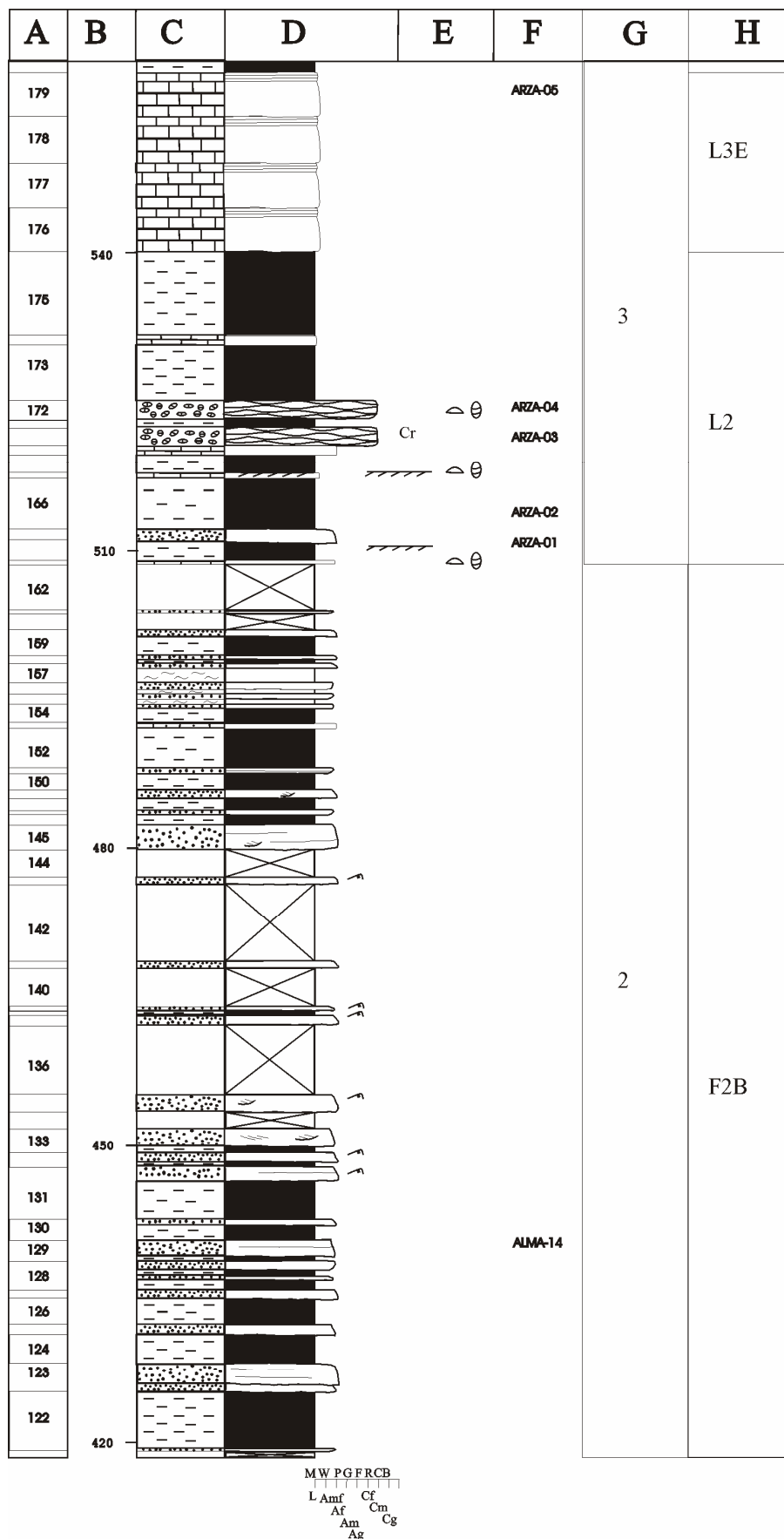


Fig. 5.1. Columna estratigráfica de Almarza, hoja 4. Leyenda: fig. 4.2.

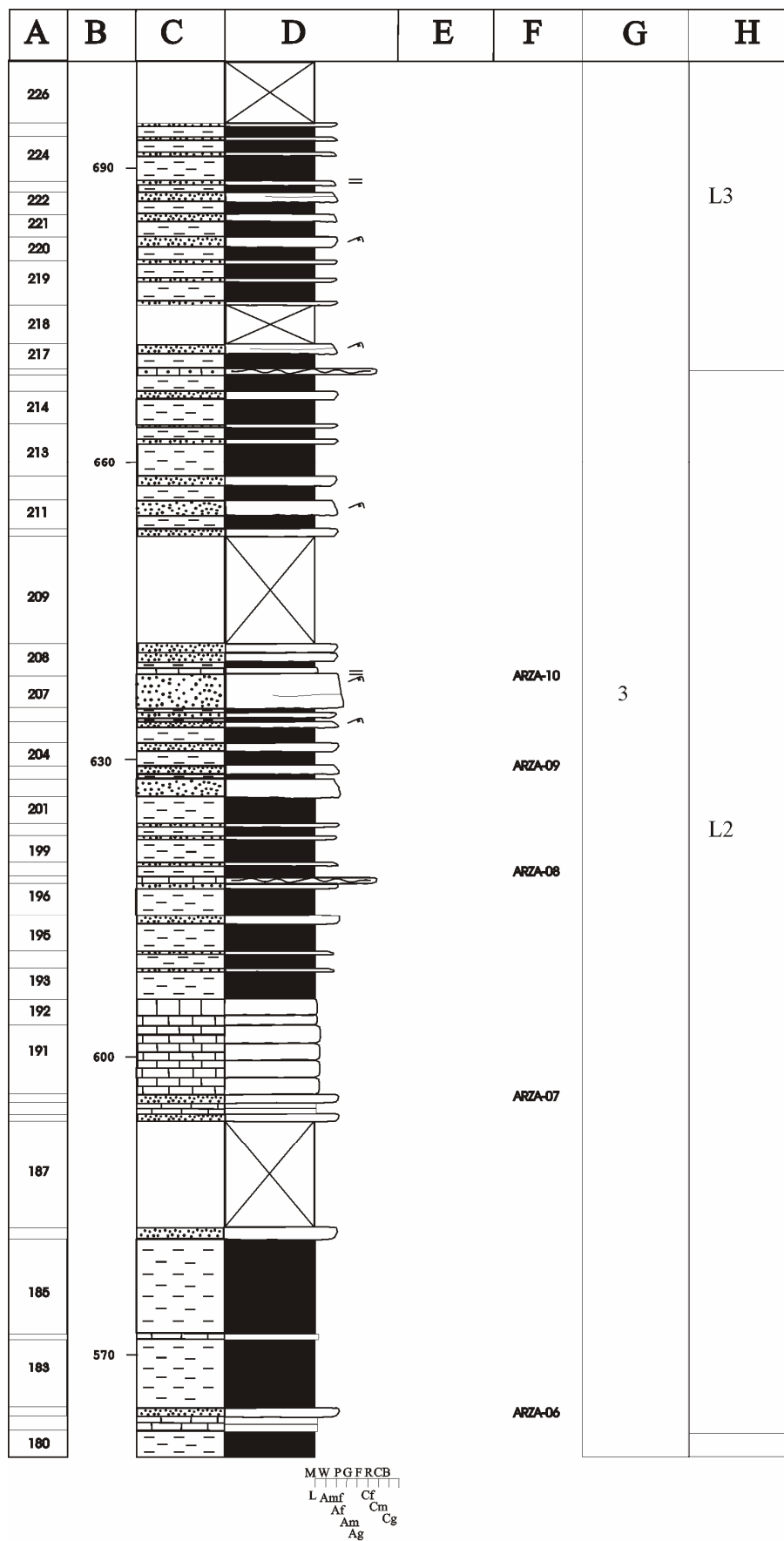


Fig. 5.1. Columna estratigráfica de Almarza, hoja 5. Leyenda: fig. 4.2.

5.1.1.2. Columna estratigráfica de Pradillo – Villanueva de Cameros (PRA).

- Hoja escala 1:50.000: N° 241, Anguiano.
- Base: x=529.650, y=4.669.400 (UTM); Long.: 2°38'28'' W, Lat.: 42°13'53'' N.
- Techo: x=529.100, y=4.668.850 (UTM); Long.: 2°38'50'' W, Lat.: 42°10'12'' N.
- Situación: La columna se levanta por la carretera N-111, en el tramo que va desde Pradillo (La Rioja) hasta Villanueva de Cameros (La Rioja). La columna comienza justo a la salida de Pradillo y termina en el último afloramiento que aparece antes de llegar a Villanueva de Cameros. Algunos tramos de la sección (especialmente en la base y en el techo) se encuentran cubiertos con vallas de protección, para evitar desprendimientos sobre la carretera.
- Espesor total: 270,3 m.
- Descripción: Figura 5.2.

La base de la columna está constituida por las calizas de la Fm. Torrecilla en Cameros. Se puede observar que los últimos metros de esta formación están constituidos por un conglomerado con cantos de cuarzo de pequeño tamaño, seguido de unas calizas con cantos angulosos de cuarzo hacia techo.

Sobre la base y tras un tramo cubierto de 5,4 m (tramo 1) aparece un conglomerado de cantos de cuarcita de color blanco (tramo 2: 2,7 m). Se encuentra afectado por una falla, cuyo movimiento se restituyó para continuar levantando la columna.

Por encima afloran 30 m (tramos 3-14) formados por una intercalación de areniscas y lutitas rojas. Las areniscas presentan grano medio, y se encuentran organizadas en secuencias granodecrecientes con base erosiva. Hacia el techo de las mismas aparecen ocasionalmente huellas de raíces. Las capas de areniscas presentan potencias máximas de unos 7 m.

A continuación aparece un tramo cubierto de 42 m (tramo 15), seguido de nuevo por una alternancia muy potente (190,2 m) de areniscas y lutitas rojas (tramos 16-65), con un neto predominio de las capas de areniscas de grano fino. Las areniscas aparecen en secuencias en general muy potentes (hasta 15 m), con base erosiva y tendencias granodecrecientes. Presentan algunas estratificaciones cruzadas de surco y *ripples* de corriente hacia techo.

La columna se termina en un tramo cubierto antes de llegar a Villanueva de Cameros.

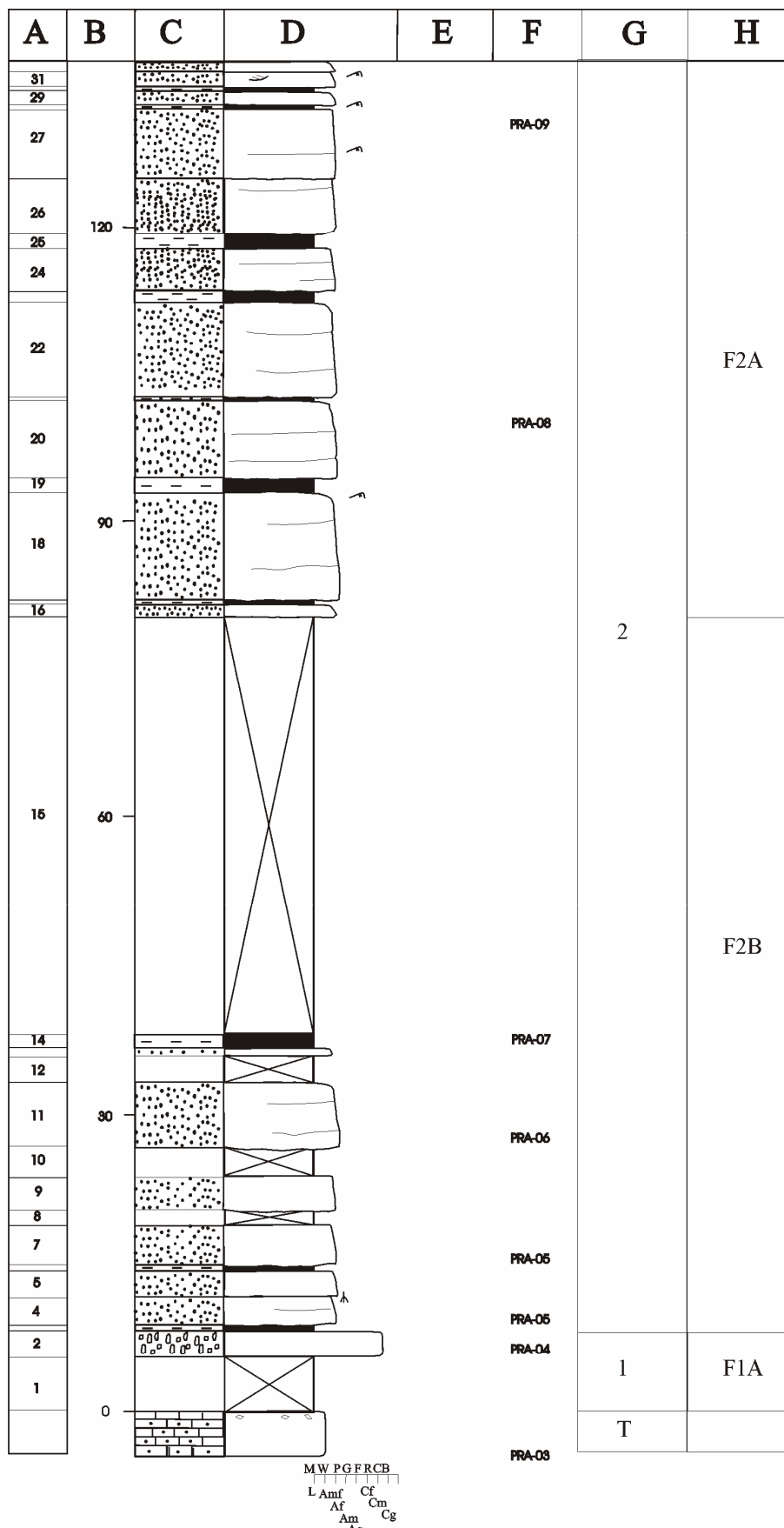
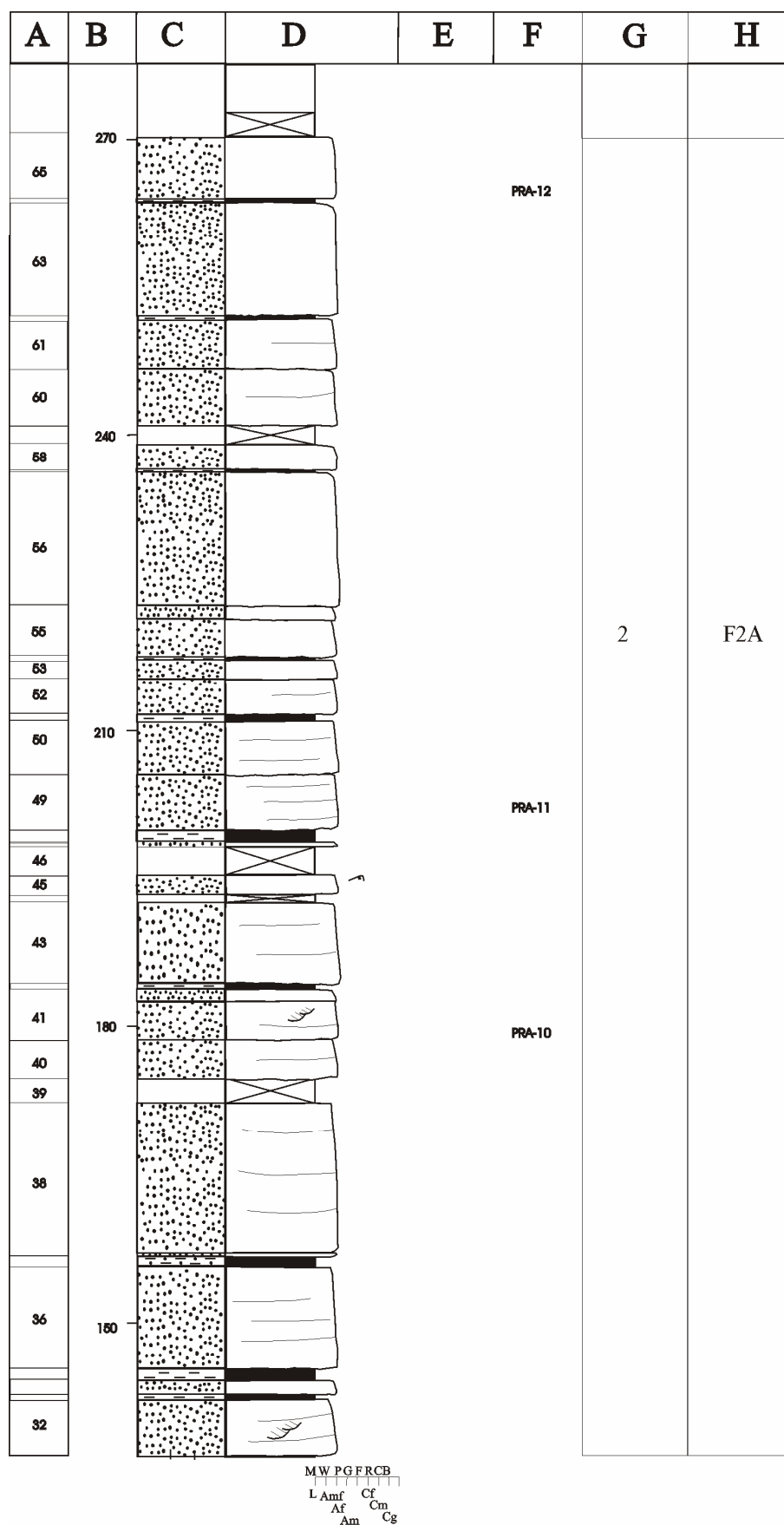


Fig. 5.2. Columna estratigráfica de Pradillo, hoja 1. Leyenda: fig. 4.2.



● Fig. 5.2. Columna estratigráfica de Pradillo, hoja 2. Leyenda: fig. 4.2.

5.1.1.3. Columna estratigráfica de Montenegro-Villoslada de Cameros (PRA).

- Hoja escala 1:50.000: N° 279, Villoslada de Cameros.
- Localización: la parte inferior de la columna se encuentra sobre la carretera que va de Montenegro en Cameros (Soria) a Viniegra de Arriba (La Rioja). El resto de la columna se localiza sobre la carretera que une las localidades de Montenegro de Cameros y Villoslada de Cameros (La Rioja), paralela al río Mayor. La base se sitúa en la carretera de Montenegro en Cameros a Viniegra de Arriba, en las proximidades de Montenegro en Cameros, cerca del cementerio y antes de llegar al cruce de la carretera citada con la que se dirige desde Montenegro de Cameros a Villoslada de Cameros.
- Espesor total: 377 m.
- Base: 520.500, 4.660.500 (UTM); Long. 2° 45' 08'' W, Lat. 41° 05' 45'' N.
- Techo: 524.075, 4.660.675 (UTM); Long. 2° 42' 37'' W, Lat. 42° 06' 10'' N.
- Descripción: Figura 5.3.

La base de la columna la constituyen unas calizas *mudstone* de color oscuro con escasos restos de corales. Presenta zonas cloritizadas y silicificadas. A techo las calizas están muy alteradas y ferruginizadas, presentando numerosas cavidades (paleokarst) rellenas de material arcilloso cloritizado. Se corresponde con la Fm. Torrecilla en Cameros.

Sobre la base se apoyan unas calizas *mudstone* arenoso-limosas gris verdosas de unos 6 m de potencia, muy nodulizadas y con abundantes huellas de raíces. También presentan piritas y pequeños nódulos cloritizados. Aparecen intercaladas con lutitas de color verdoso (tramos 1 y 2).

Por encima aparecen 147 m (tramos 3 a 31) de una alternancia de lutitas generalmente rojas intercaladas con capas de areniscas. Las lutitas toman ocasionalmente colores verdes en los contactos con las areniscas. Suelen presentar huellas de edafización. Los tramos lutíticos tienden a cargarse en areniscas progresivamente hacia techo, siendo en ellas relativamente frecuentes los *ripples* de corriente. Ocasionalmente se observan *ripples* de oscilación. Los niveles arenosos presentan un color rojizo característico. Dentro de los niveles de areniscas cabe distinguir los cuerpos arenosos con base erosiva y superficies de acreción lateral (estratificación de tipo *epsilon* de Allen, 1963). Presentan potencias de hasta 10 m, grano medio a fino y tendencias claras granodecrecientes. Internamente presentan estratificación cruzada de surco. Se observan en ocasiones huellas de raíces, bioturbaciones e icnitas hacia techo. Este tipo de facies se encuentran en cuerpos aislados intercalados entre las lutitas, aunque en ocasiones son coalescentes y aparecen en cuerpos arenosos amalgamados entre sí. También aparecen cuerpos

arenosos tabulares de menor potencia (2-3 m), de grano fino, que suelen presentar tendencia granocreciente.

Hacia techo aparecen 224 m (tramos 32 a 68) de areniscas de grano fino de color gris intercaladas con lutitas oscuras. Aparecen tanto cuerpos arenosos con base erosiva y tendencia granodecreciente como cuerpos arenosos tabulares y granocrecientes. Hay tramos con potencias significativas que aparecen cubiertos. El tramo 52 se corresponde con un nivel de lutitas negras (*black shales*) poco potente (2,5 m).

Después de un tramo cubierto comienza el registro de la Fm. Huérteles del Gr. Oncala, constituido en su parte inicial por una alternancia de areniscas y lutitas de color rojizo. Las areniscas presentan grano medio.

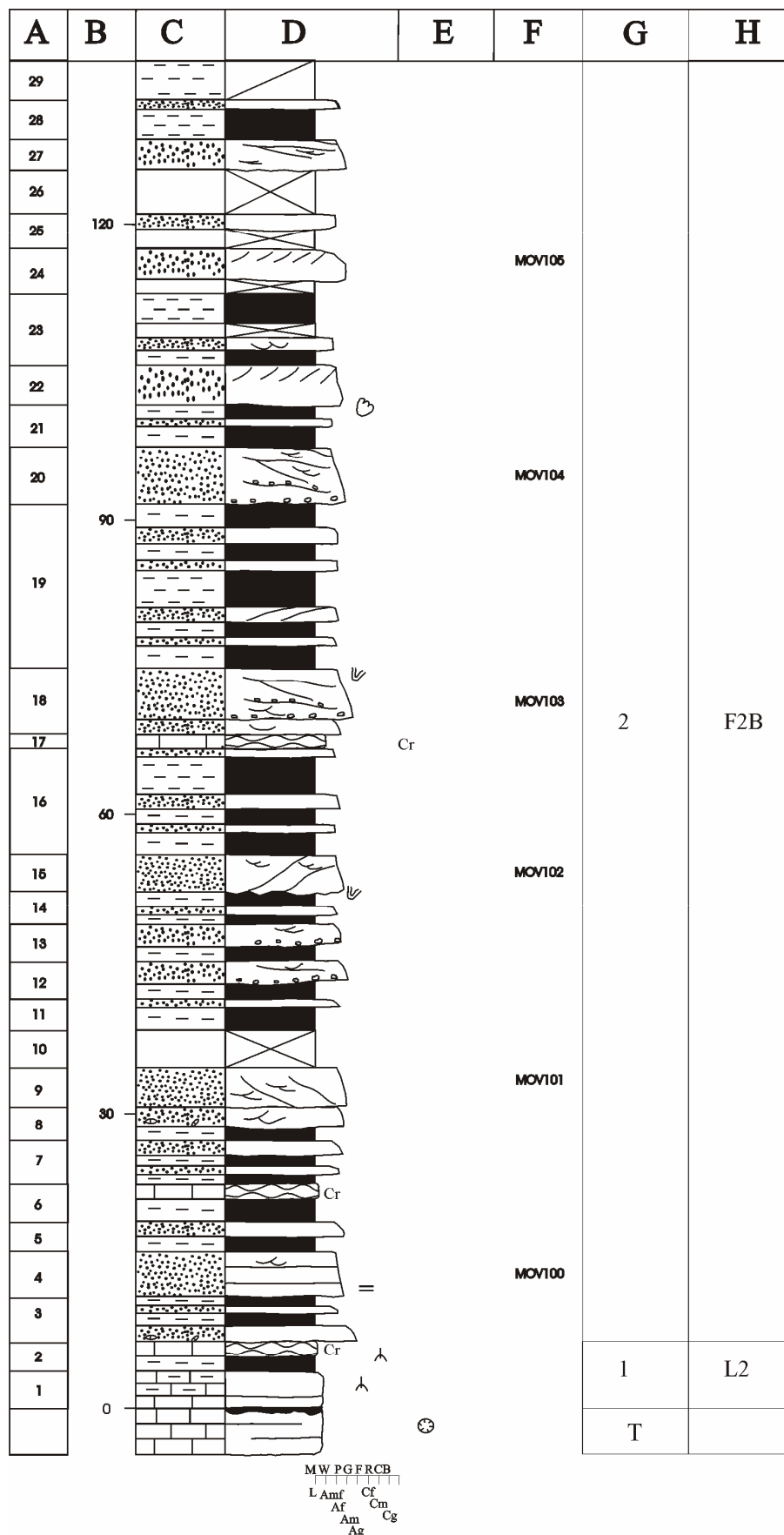


Fig. 5.3. Columna estratigráfica de Montenegro-Villoslada de Cameros, hoja 1. Leyenda: fig. 4.2.

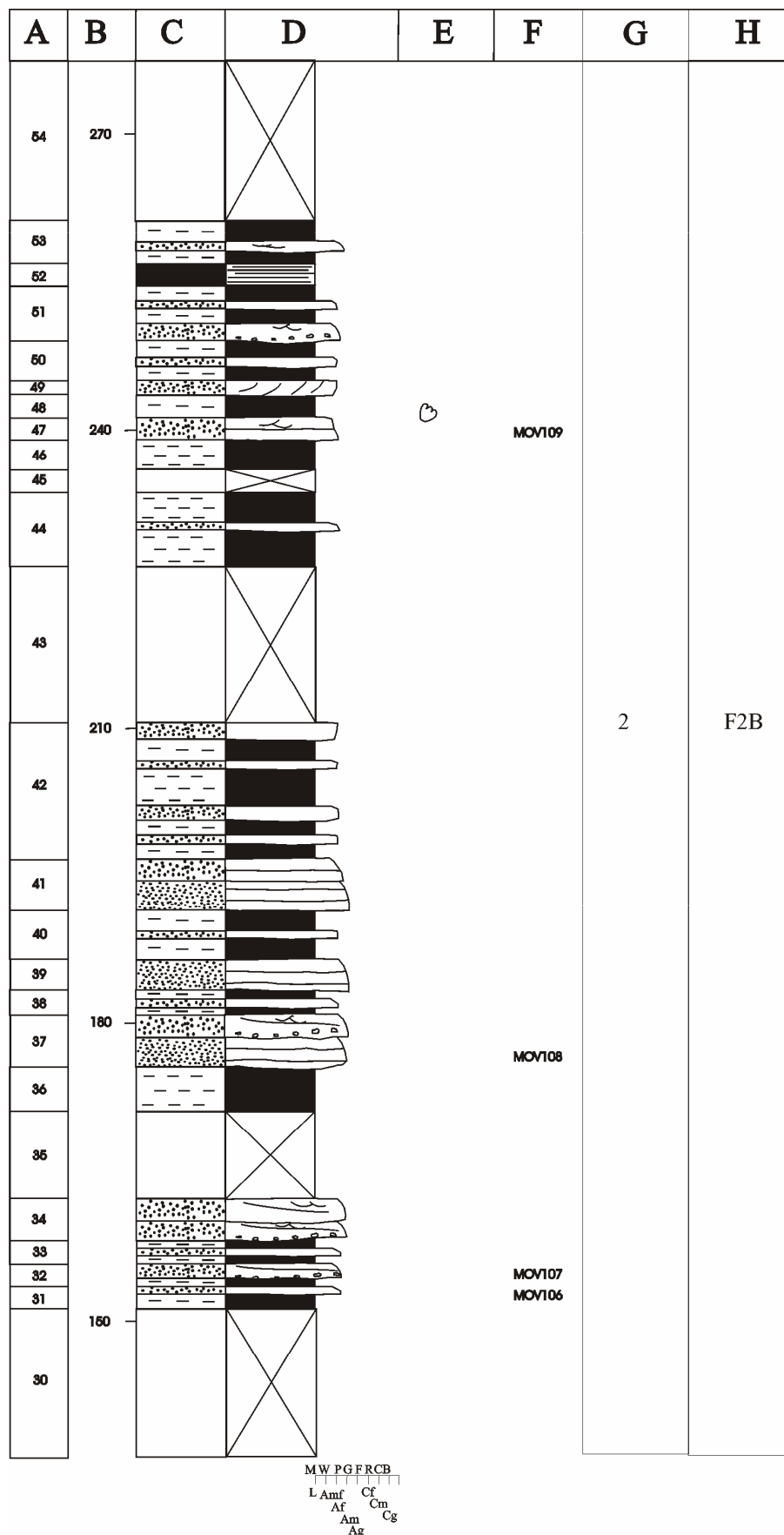


Fig. 5.3. Columna estratigráfica de Montenegro-Villoslada de Cameros, hoja 2. Leyenda: fig. 4.2.

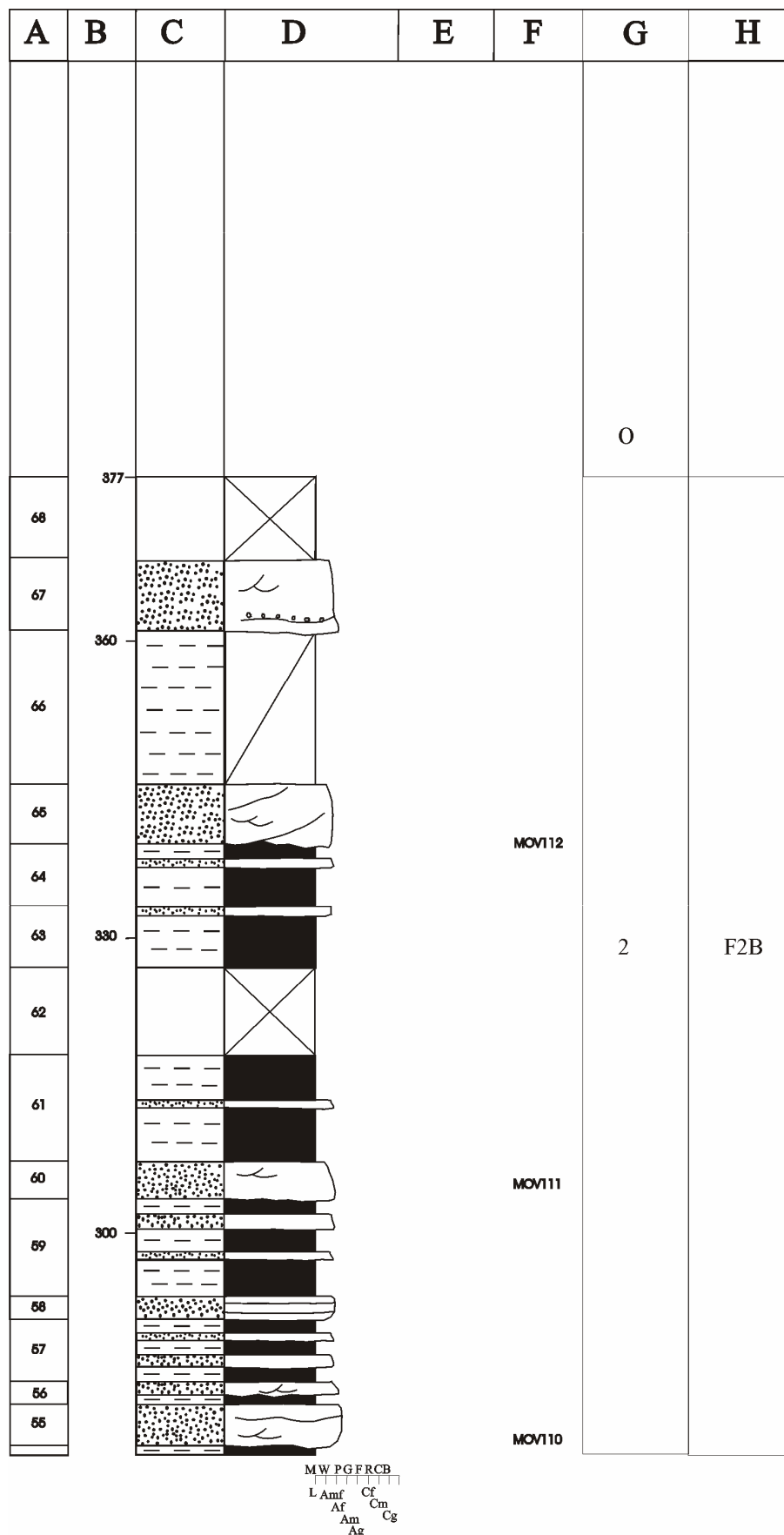


Fig. 5.3. Columna estratigráfica de Montenegro-Villoslada de Cameros, hoja 3. Leyenda: fig. 4.2.

5.1.2. ZONA CENTRO

5.1.2.1. Columna estratigráfica de la Póveda (POV)

- Hojas escala 1:50.000: N° 280, Enciso y N° 279, Villoslada de Cameros.
- Base: x=541.106, y=4.651.636 (UTM); Long. 2°30'13''W, Lat. 42°0'52''N.
- Techo: x=539.150, y=4.651.750 (UTM); Long. 2°31'53''W, Lat. 42°0'46''N.
- Situación: La base de la serie se localiza en una pista forestal que sale al NW de la localidad de La Póveda (Soria), en el margen Norte del Río Pinar. El techo de la serie se encuentra siguiendo la misma pista en un tramo cubierto que se prolonga hasta más allá de la intersección del camino sobre el río.
- Espesor total: 133 m.
- Descripción: Figura 5.4.

La base de la serie se encuentra cubierta. La columna comienza con un conjunto de 4 m (tramos 1-6) constituido por una intercalación de lutitas ocre y grises con areniscas ocre de grano fino y muy fino, que ocasionalmente presentan cristales de pirita de tamaño milimétrico. Se encuentran organizadas en secuencias granodecrecientes con bases erosivas, que presentan a techo estratificación cruzada de pequeña escala. En el tramo 5 se observó un molde interno de un bivalvo. Las areniscas del tramo 6 presentan nódulos de clorita y ferruginización a techo. Los tramos de areniscas de grano muy fino presentan un aspecto nodular debido a la presencia de bioturbaciones.

El siguiente conjunto de 30 m (tramos 7-31) está compuesto por una intercalación de areniscas de grano muy fino a medio, color ocre, con capas de calizas *mudstone* y calizas arenosas (tramos 8, 21, 23 y 27). Hacia la base del tramo las calizas son verdosas y presentan bioturbación (tramo 8). Las areniscas pueden presentar superficies de ferruginización hacia techo (tramo 10). Las areniscas de grano muy fino presentan evidencias de bioturbación (tramos 13 y 17), y ocasionalmente se detectan nódulos de hierro (tramo 18). Hacia el techo del conjunto las calizas son negras fétidas y calizas arenosas grises azuladas.

A continuación aparecen 4,5 m de areniscas ocre (tramos 33-35) de grano medio y grueso organizadas en secuencias granodecrecientes, con bases erosivas claras y superficies de acreción lateral (estratificación de tipo *epsilon* de Allen, 1963) (tramos 33 y 34). Se observan además *ripples* de corriente a techo de las secuencias y bioturbaciones (pistas) a techo del tramo 34.

El siguiente conjunto de 34 m (tramos 36-62) está constituido por areniscas de grano muy fino a medio, lutitas y tramos cubiertos. Predominan las areniscas granodecrecientes con base erosiva, aunque también aparecen ocasionalmente tramos de areniscas granocrecientes y

con base plana. En concreto el tramo 43 además presenta un techo ligeramente convexo. El tramo 52 presenta ferruginización a techo y el tramo 53 laminación paralela también a techo. Presentan coloraciones verdosas u ocre, y un elevado contenido en moscovita.

A continuación afloran 19 m (tramos 63-77) formados por areniscas y una capa de calizas *mudstone*. Las areniscas presentan grano muy fino a medio, y colores ocre. El tramo 63 presenta superficies de acreción lateral (estratificación cruzada de tipo *épsilon* de Allen, 1963). Las calizas son grises, muestran grietas con cementos de cuarzo y cristales de pirita (tramo 69).

Por encima aparecen 41,5 m (tramos 77-100) de areniscas, calizas y calizas arenosas. Las areniscas presentan en general colores ocre, grano muy fino a grueso, estratificaciones cruzadas de surco y *ripples* de corriente, laminación paralela (tramo 100) y ferruginizaciones (tramos 93 y 94) a techo. Se observan ocasionalmente cavidades probablemente asociadas a cantos blandos erosionados (tramos 77 y 99). También se observan cristales de pirita en las areniscas (tramo 77). Las areniscas de grano muy fino presentan colores verdosos y oscuros o negros y pueden aflorar con un aspecto tableado o noduloso.

La serie se termina en un importante tramo cubierto.

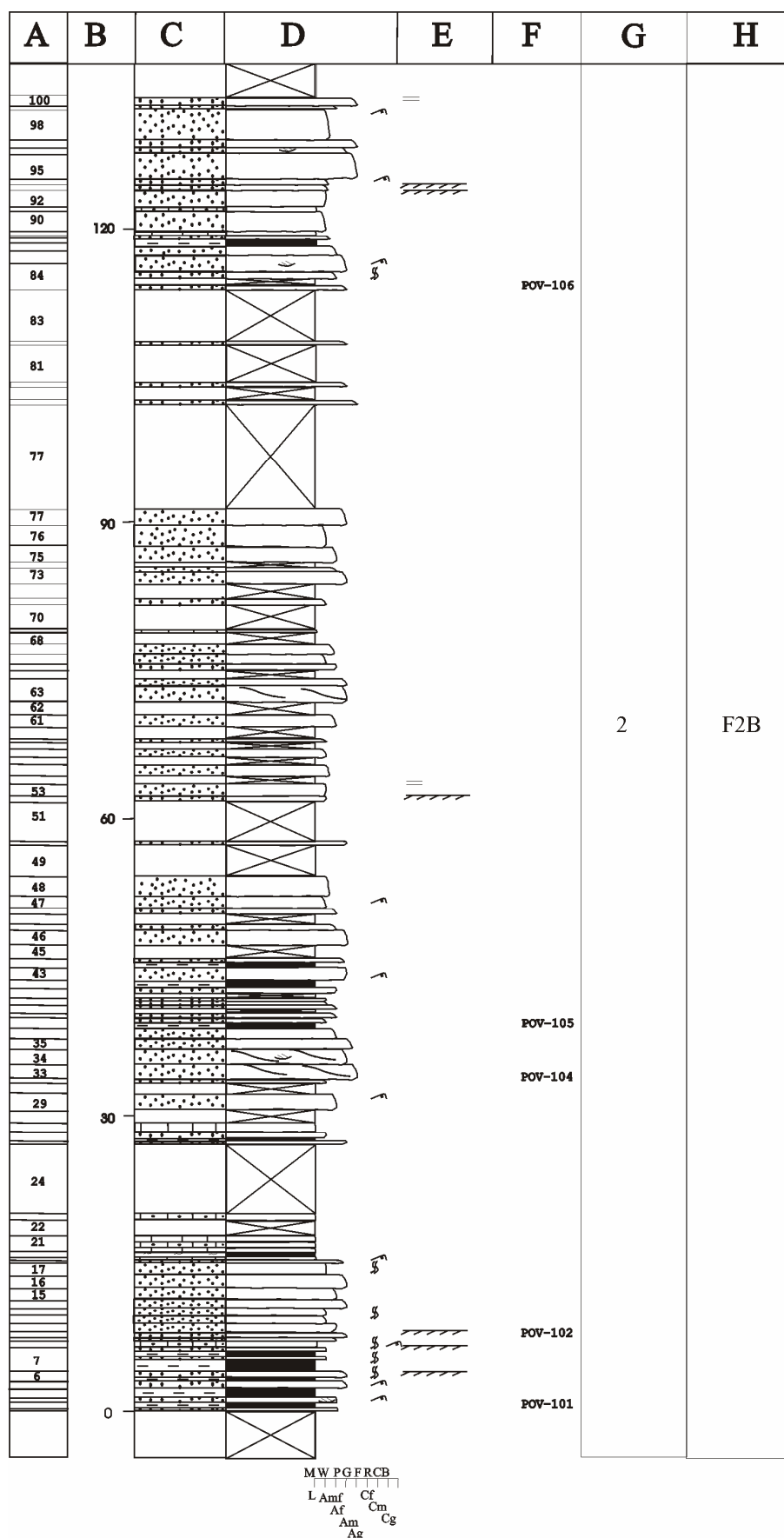


Fig. 5.4. Columna estratigráfica de La Póveda, hoja 1. Leyenda: fig. 4.2.

5.1.2.2. Columna estratigráfica de Portelrubio (POR)

- Hoja escala 1:50.000: N° 318, Almarza.
- Base: x=546.326, y=4.636.082 (UTM); Long. 2°26'57''W, Lat. 41°52'30''N.
- Techo: x=546.638, y=4.636.461 (UTM); Long. 2°26'16''W, Lat. 41°52'43''N.
- Situación: La base de la serie se localiza en una loma al Oeste de la localidad de Portelrubio (Soria), y al SW del Cerro de San Juan. El techo se sitúa en el primer cubierto que se observa nada más pasar la pista que sale de Portelrubio hacia el NW.
- Espesor total: 160 m.
- Descripción: Figura 5.5.

La base la constituyen unas calizas grises *mudstone* con corales, pertenecientes a la Fm. Torrecilla en Cameros. A continuación aflora un conjunto de 38 m (tramos 1-13) fundamentalmente constituido por conglomerados de cantos de cuarcita. En general son conglomerados ocre clastosoportados, constituyendo niveles con bases erosivas claras y se encuentran organizados en secuencias granodecrecientes. Sus centiles oscilan entre 8 y 2 cm. Aparecen intercalados con algún tramo cubierto así como con areniscas ocre de grano muy grueso. Estas areniscas también son granodecrecientes, presentan ocasionalmente laminación paralela (tramo 4) y estratificación cruzada de surco (tramo 2).

Por encima aparecen 37,7 m (tramos 14-23) de areniscas ocre de grano grueso (excepto el tramo 17 que presenta grano medio a fino) y tramos cubiertos. Las areniscas se encuentran organizadas en secuencias granodecrecientes con bases erosivas. Ocasionalmente se observan estratificaciones cruzadas de surco y cantos blandos en la base de las mismas.

A continuación afloran 28 m (tramos 24-31) en los que se observan areniscas ocre de grano grueso, conglomerados y tramos cubiertos. El primer tramo conglomerático está constituido por cantos de cuarcita y cantos blandos, estratificación cruzada de surco y lechos planos (tramo 25). Las areniscas son de grano grueso, y al igual que los conglomerados se encuentran organizadas en secuencias granodecrecientes que presentan estratificación cruzada de surco.

El último conjunto (tramos 32-45) es fundamentalmente conglomerático y presenta una potencia de 55,3 m. Se trata de conglomerados de cantos de cuarcita, con base erosiva y granodecrecientes. Los centiles de las capas varían de 7 a 1 cm a lo largo del conjunto del tramo. Están bien estratificados y pueden observarse estratificaciones cruzadas de surco. Se encuentran intercalados alguna capa de areniscas ocre de grano grueso, granodecrecientes y con base erosiva. El techo de la columna lo constituye una de estas capas de areniscas, situada

una vez pasada la pista que sale de Portelrubio hacia el NW. Estas areniscas (tramo 45) son muy ricas en moscovita. La serie se termina en un gran cubierto (subida hacia el cerro de San Juan).

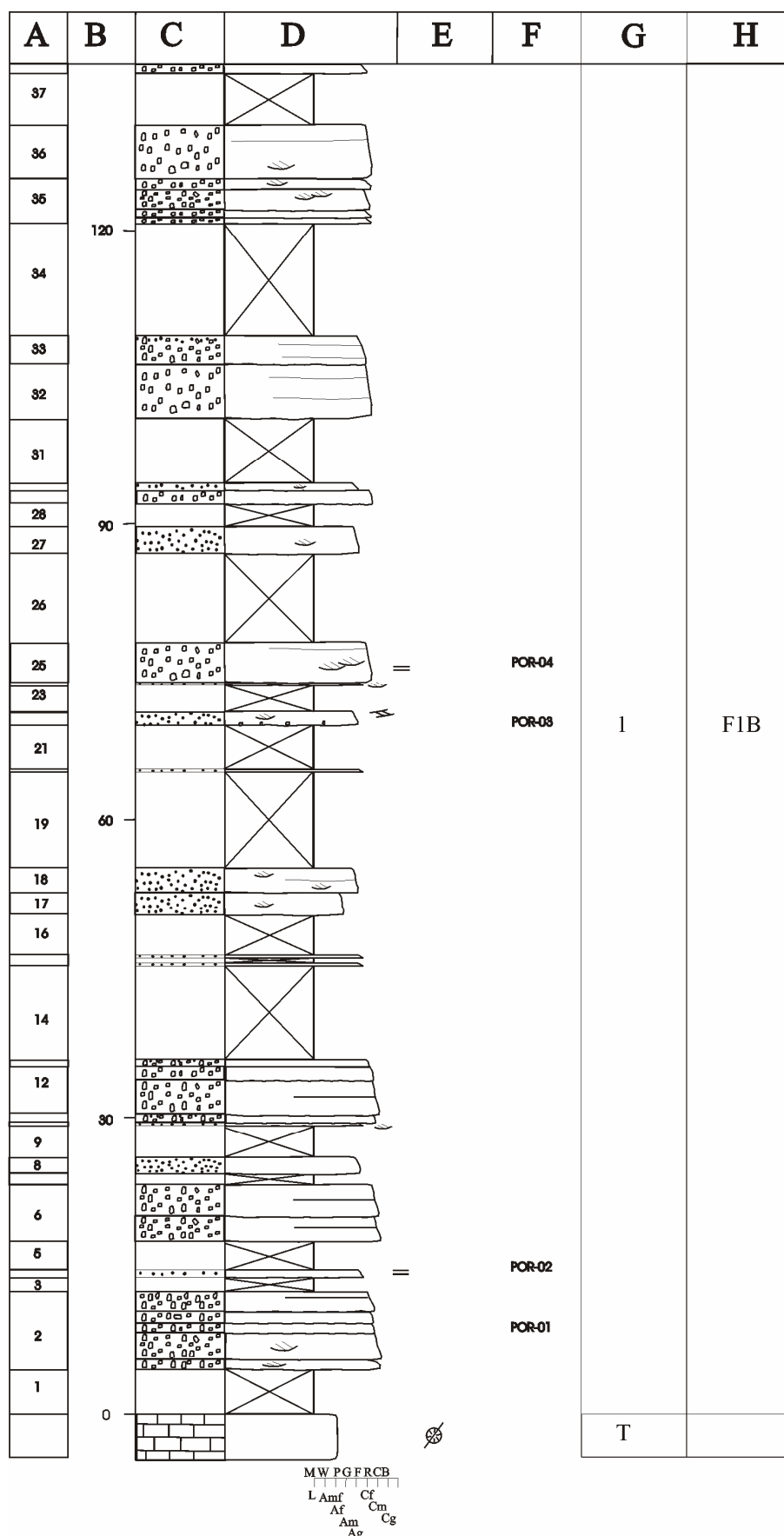


Fig. 5.5. Columna estratigráfica de Portelrubio, hoja 1. Leyenda: fig. 4.2.

5.1.2.3. Sondeo de Castilfrío de la Sierra (CAS)

- Hoja escala 1:50.000: N° 318, Almarza.
- Coordenadas: x=590.325, y=4.643.650 (UTM); Long. 2°18'22''W, Lat. 41°56'56''N.
- Situación: El sondeo se localiza en las proximidades de la “Majada de la Sierra”, 0,3 Km al Este de la misma. Se accede por una pista que sale desde lo alto del Puerto de Oncala hacia el Este, durante unos 2 Km.
- Espesor total: 506 m.
- Descripción: Figura 5.6.

Se ha utilizado la interpretación realizada por Gómez Fernández (1992) de los ripios y las diagrfías tomadas en este sondeo: potencial espontáneo (SP), resistividad y “limestone device” (resistividad ajustada a las calizas). La numeración de los tramos (columna 5.6) se ha establecido con un sentido estratigráfico (de base a techo), para mantener el mismo criterio de numeración de que el resto de las columnas estratigráficas.

Los tramos 1-17 (94 m) se encuentran constituidos por una alternancia de conglomerados de cuarzo y cuarcita, areniscas, lutitas y calizas, que podrían tener un origen edáfico (Gómez Fenández, 1992).

Los tramos 18-65 (316 m) están formados por una intercalación de areniscas y lutitas.

Los tramos 66-75 (96 m) presentan características equivalentes al conjunto anterior pero con algunas capas de calizas intercaladas.

No se recuperó registro de aproximadamente los últimos 25 m del sondeo, tras los cuales se llegó a superficie.

A	B	C	D	E	F	G	H
26	120					2	
25							
24							
23							
21							
20							
19							
17							
16	90					1	
15							
14							
13							
12							
10							
9							
8							
7	60						
5							
4							
3							
2							
1							
	30						
	0					T	

Fig. 5.6. Sondeo de Castilfrío, hoja 1. Leyenda: fig. 4.2. Interpretación de las diagrfias y de los rípios de Gómez Fernández, 1992.

A	B	C	D	E	F	G	H
45	270	<div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></</div></div>					

Fig. 5.6. Sondeo de Castilfrío, hoja 2. Leyenda: fig. 4.2. Interpretación de las diagrfias y de los rípios de Gómez Fernández, 1992.

A	B	C	D	E	F	G	H
66						3	L2
65							
68							
61	390						
59							
58							
	360						
57							
55							
54	330						
53							
52							
51							
50							
	300						
48							
47							
46							

Fig. 5.6. Sondeo de Castilfrío, hoja 3. Leyenda: fig. 4.2. Interpretación de las diagrfias y de los rípidos de Gómez Fernández, 1992.

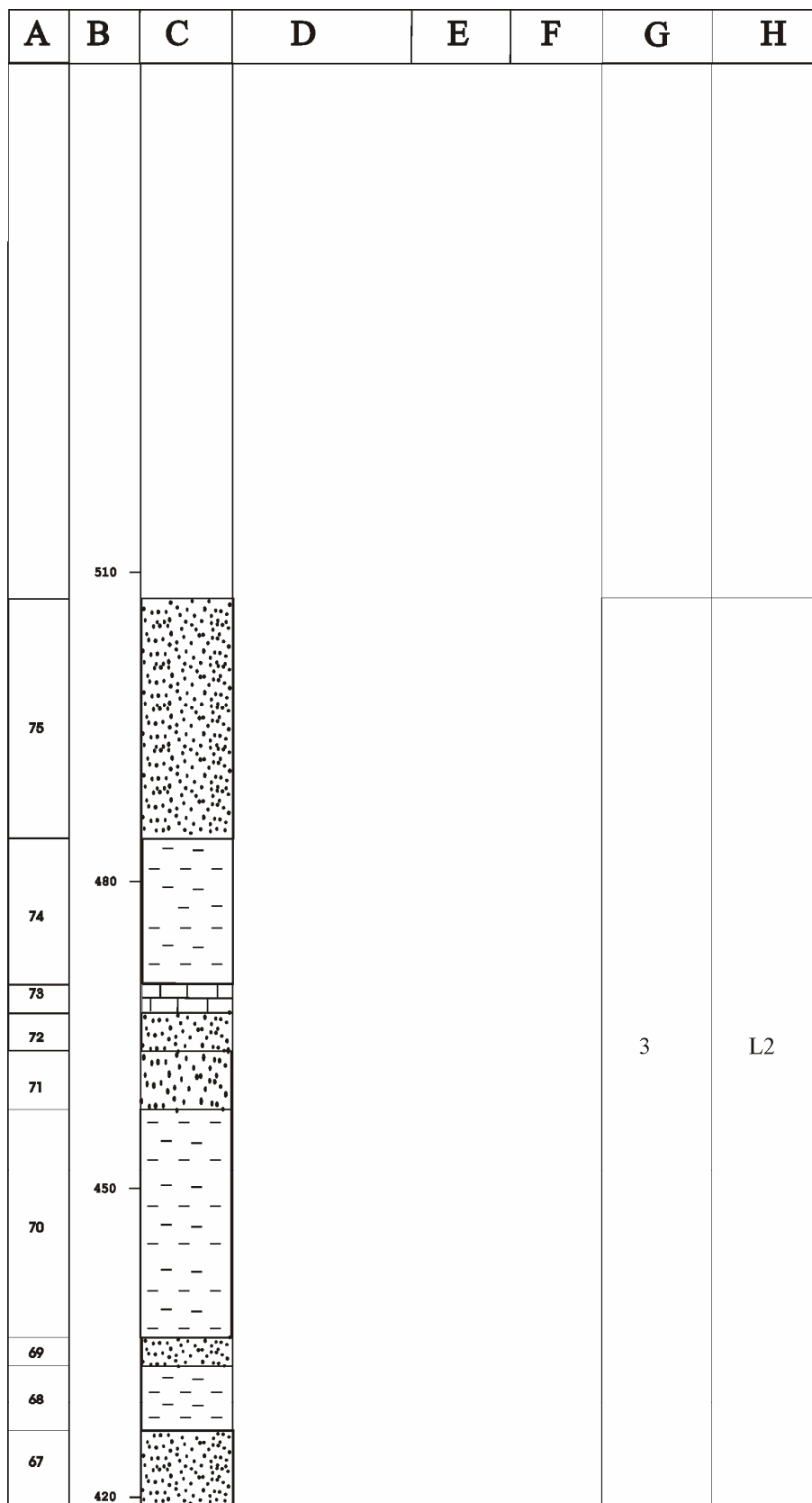


Fig. 5.6. Sondeo de Castilfrío, hoja 4. Leyenda: fig. 4.2. Interpretación de las diagrfias y de los ripios de Gómez Fernández, 1992.

5.1.3. ZONA SUR

5.1.3.1. Columna estratigráfica de Almajano (ALM)

- Hoja escala 1:50.000: N° 318, Almarza.
- Localización: a unos 2 Km de la localidad de Renieblas en dirección a Almajano (ambas provincia de Soria), al Este de la carretera que une ambos pueblos.
- Espesor total: 343 m.
- Base: x=553.440, y=4.631920 (UTM); Long. 2° 21' 12'' W, Lat. 41° 50' 08'' N.
- Techo: x=555.350, y=4.632.900 (UTM); Long. 2° 20' 00'' W, Lat. 41° 50' 41'' N.
- Descripción: Figura 5.7.

La base de la columna la constituyen unas calizas *grainstone* oolíticas, que a techo presentan grandes zonas ferruginizadas con concentraciones de hematites. Se corresponden con la Fm. Torrecilla en Cameros.

Por encima aparecen 87 m (tramos 1 a 12) de lutitas rojas con intercalaciones de calizas nodulosas, cuerpos lenticulares de conglomerados y de areniscas. En la parte inferior predominan las calizas, pudiéndose distinguir entre calizas nodulosas con abundantes huellas de raíces y rizocrecciones y calizas *wackestone* ricas en ostrácodos, caráceas, gasterópodos y oncolitos. Las capas de conglomerados de cantos calcáreos y de cuarzo, que presentan bases erosivas, superficies de acreción lateral y estratificaciones cruzadas de surco. Hacia techo aumenta la proporción de cuerpos arenosos con base canalizada. Se trata de areniscas de grano medio a grueso, con cantos de calizas y granos de cuarzo de hasta 3 cm de diámetro. Presentan tendencias granodecrecientes. A gran escala se observan superficies de acreción lateral (estratificación cruzada de tipo *epsilon* de Allen, 1963) y en detalle son frecuentes las estratificaciones cruzadas de surco.

A continuación (tramos 13 a 26) se reconocen 156 m de una alternancia de lutitas rojas con areniscas de grano medio a grueso. Las lutitas son muy abundantes y predominan los tramos cubiertos. Los cuerpos arenosos presentan base erosiva, tendencias granodecrecientes y superficies de acreción lateral. En detalle se observa estratificación cruzada de surco y pequeños *lags* de cantos en la base o en cicatrices erosivas internas. Ocasionalmente aparece laminación paralela hacia techo de los mismos. Estos cuerpos arenosos presentan potencias máximas de 9 m y su espesor disminuye hacia techo de la columna. Aparece una capa de conglomerados aislada

(tramo 19). Se trata de conglomerados clastosoportados, con cantos de cuarzo de hasta 3 cm de diámetro, metacuarcita y lidita, que pasan hacia techo a areniscas de grano grueso y medio.

Por último (tramos 27 a 36) aparecen 100 m en los que predominan las calizas *mudstone* de color oscuro con caráceas y ostrácodos. Se observan ocasionalmente intraclastos oncolitizados. Son frecuentes las cavidades rellenas de cementos ferruginosos que se observan *de visu*. Presentan intercalaciones de areniscas de grano grueso y color blanco, organizadas en cuerpos de poco espesor (máximo 4 m) con base erosiva, estratificación cruzada de planar y de surco y *ripples* de corriente. Estas areniscas suelen presentar cantos carbonáticos más abundantes hacia la base, y ocasionalmente laminación paralela de alto régimen de flujo hacia techo. Entre las capas de calizas y de areniscas se observan varios tramos cubiertos, apareciendo cubierto también el techo de la columna.

La columna se termina en un gran tramo cubierto por depósitos cenozoicos.

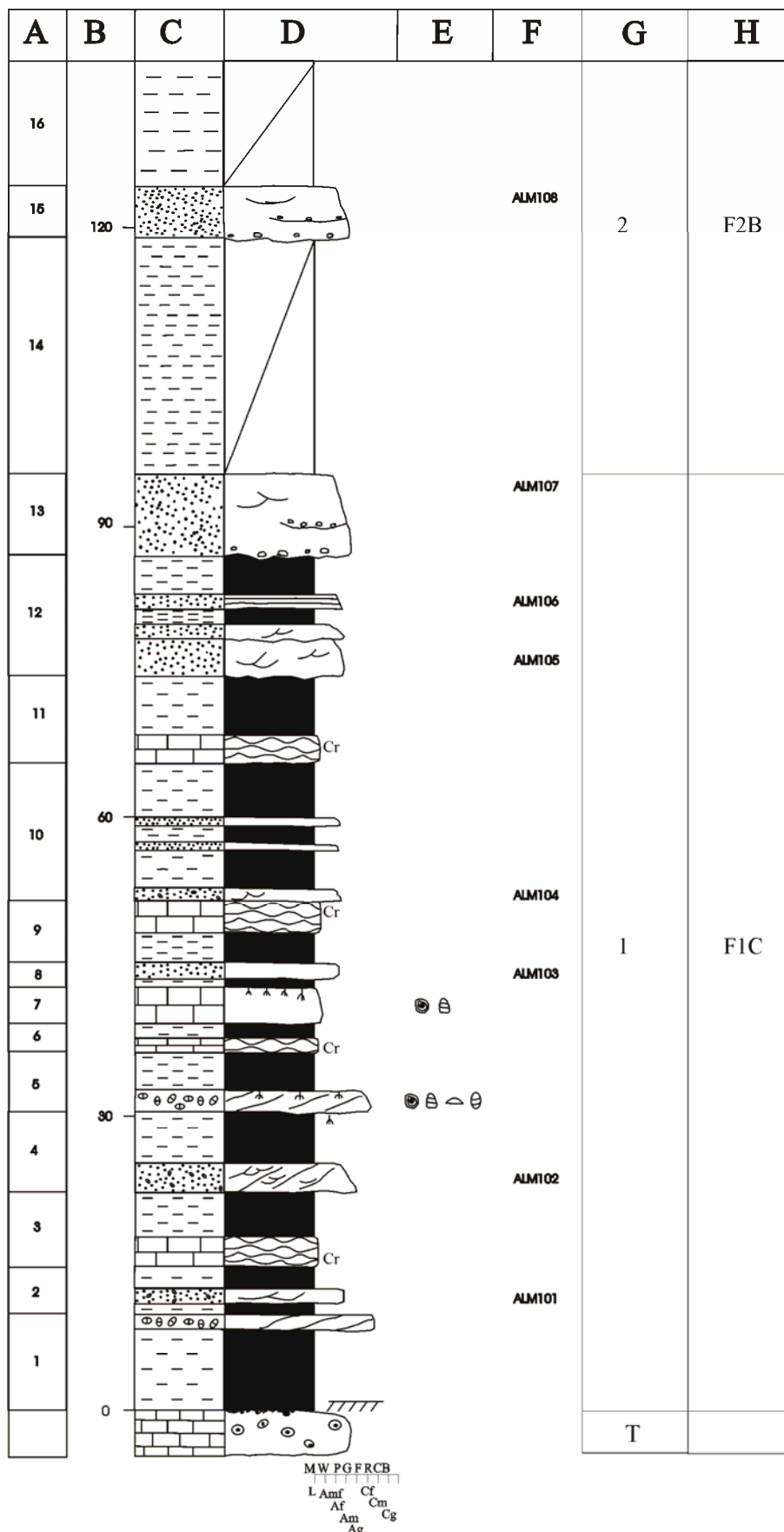


Fig. 5.7. Columna estratigráfica de Almajano, hoja 1. Leyenda: fig. 4.2.

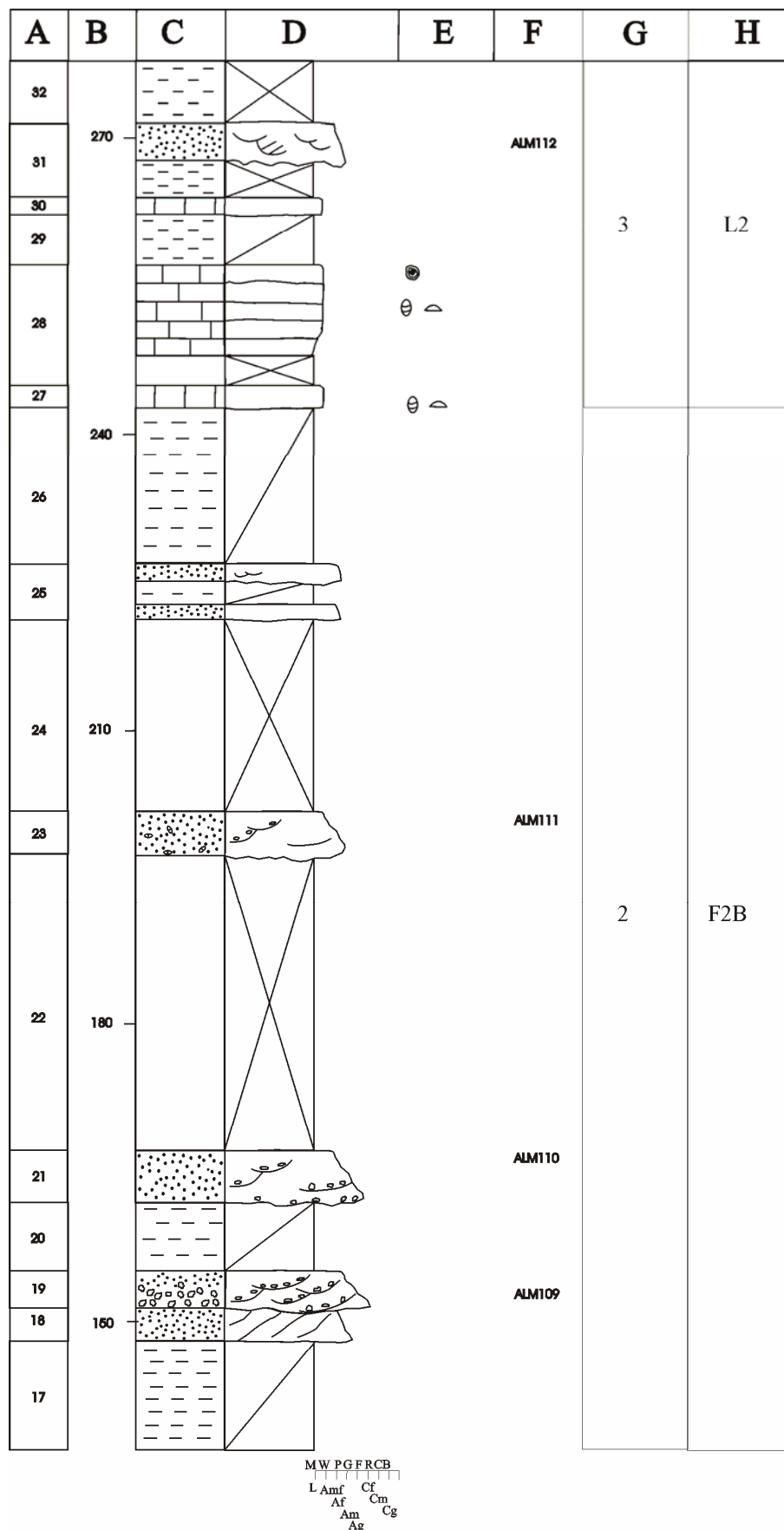
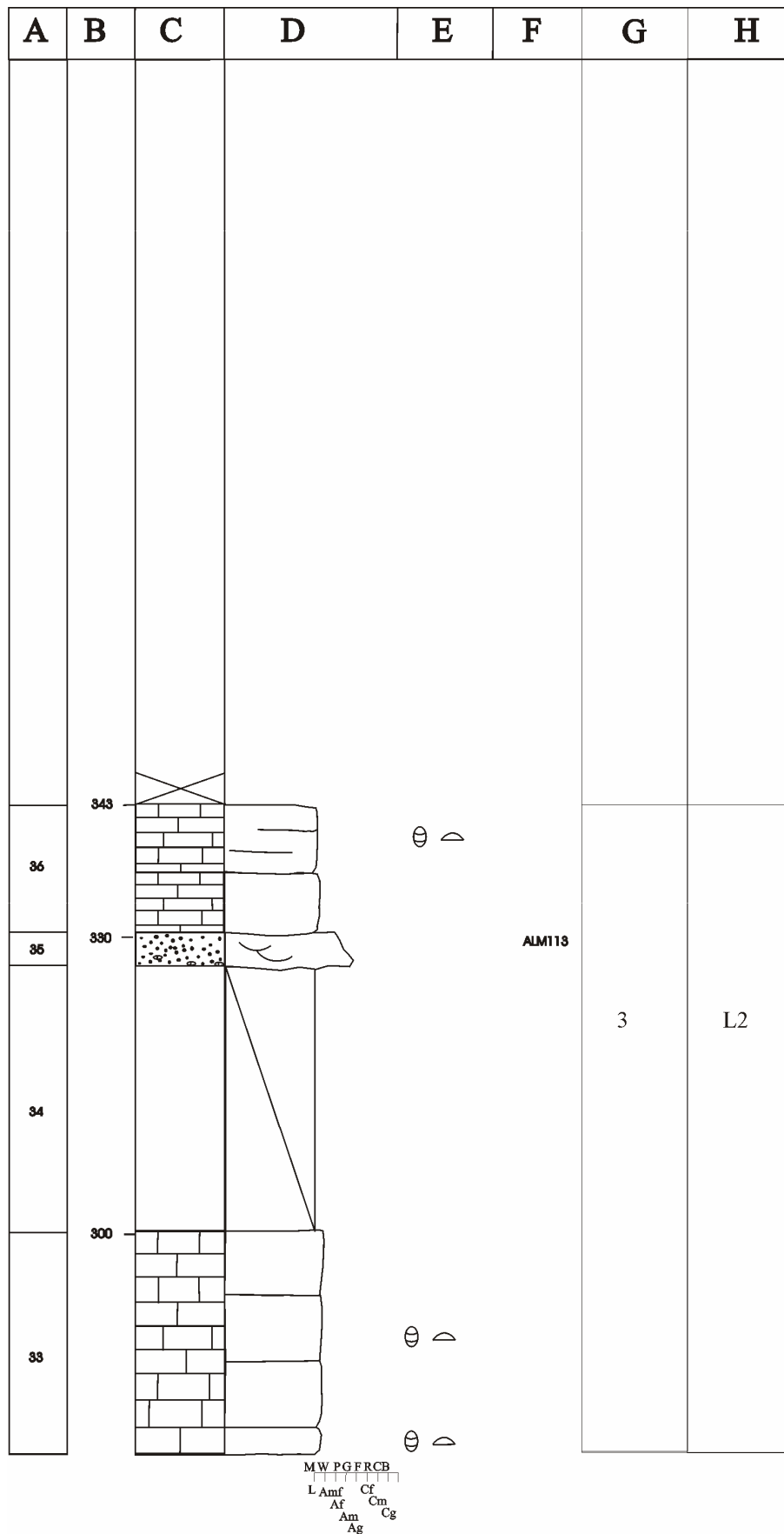


Fig. 5.7. Columna estratigráfica de Almajano, hoja 2. Leyenda: fig. 4.2.



5.1.3.2. Columna estratigráfica de el Espino (ESP)

- Hoja escala 1:50.000: N° 319, Ágreda.
- Base: x=568.438, y=4.633.324 (UTM). Long. 2°1'31''W, Lat. 41°56'3''N.
- Techo: x=565.931, y=4.633.181 (UTM). Long. 2°12'32''W, Lat. 41°50'45''N.
- Situación: La primera parte de la columna se levanta por una pista que sale en dirección Sur desde la carretera (SO-V-6351) que une las localidades de Trévago y El Espino (ambas provincia de Soria), poco antes de llegar a la localidad de El Espino. Dicha pista se encuentra indicada puesto que conduce al “Castro de Castillejos”. Después de unos 70 m por esta pista se levanta la columna por la propia carretera, en dirección a Suellacabras (Soria), siendo las condiciones de afloramiento peores en esta segunda parte de la columna.
- Espesor total: 533 m.
- Descripción: Figura 5.8.

La base de la sección la constituyen unas calizas grises con corales y crinoides (Fm. Torrecilla en Cameros).

A continuación (tramos 1-6) aparecen 38 m constituidos por importantes tramos cubiertos así como niveles conglomeráticos con potencias máximas de 1,2 m. Se trata de conglomerados con matriz arenosa compuestos por cantos de cuarzo, cuarcita, lidita y algún canto carbonático. El tamaño de los granos es superior en la base de la columna (centiles de 4 cm), y disminuye en los niveles superiores (centiles de 3 cm). Se observan tendencias granodecrecientes.

Por encima afloran 22 m (tramos 7-19) de lutitas rojas y violáceas entre las que se intercalan niveles carbonáticos del mismo color con aspecto nodular y huellas de raíces (tramos 14 y 17), así como niveles de areniscas rojizos (tramos 13 y 16) de grano fino a medio, que pueden presentar pasadas de un conglomerado de cantos carbonáticos de pequeño tamaño (media: 3 mm). Los tramos arenosos muestran una tendencia granodecreciente. Ocasionalmente en las areniscas se observa estratificación cruzada de surco.

Tras un tramo cubierto relativamente potente (tramo 20: 25 m), y ya por la carretera, aparecen 85 m (tramos 21-55) constituidos por una intercalación de lutitas, areniscas y conglomerados. Las lutitas presentan colores rojos y en determinados tramos se observan trazas de huellas de raíces. Las areniscas son de grano fino a medio y presentan coloraciones rojizas. Ocasionalmente se observa estratificación cruzada de surco y trazas de huellas de raíces. Se observa que la cantidad de moscovita aumenta hacia el techo del conjunto. Las facies conglomeráticas son mucho menos abundantes (tramos 28 y 48) comparando con los conjuntos anteriores. Se trata de conglomerados constituidos por intraclastos carbonáticos. Asimismo, se

observan pasadas de conglomerados de cantos carbonáticos en la base de algunos tramos de areniscas (tramos 50 y 52).

A continuación aparece un conjunto muy cubierto de 60 m. Dentro de éste, se observan capas de areniscas de grano fino poco potentes.

Por encima afloran 92 m (tramos 61-88) constituidos por una intercalación de areniscas y lutitas rojas. Las areniscas presentan colores ocres o grises, grano fino, bases erosivas, estratificación cruzada de surco y están organizadas en secuencias granodecrecientes.

A continuación afloran 85 m (tramos 89-103) en los que predominan los tramos cubiertos, intercalados con areniscas. Hacia la base del conjunto aparece un conglomerado de cantos carbonáticos (tramo 90). Las areniscas son de grano fino, se encuentran organizadas en secuencias granodecrecientes y presentan estratificación cruzada de surco. Ocasionalmente presentan cantos carbonáticos en la base (tramo 100). Se observan huellas de raíces tanto en las areniscas como en las lutitas (tramos 96 y 99).

Hacia techo de la columna se observa un conjunto de 126 m (tramos 104-130), constituido por calizas grises *mudstone*, con ostrácodos y caráceas, intercaladas con margas o tramos cubiertos. Hacia la base de dicho conjunto aparecen calizas arenosas (tramo 104) y areniscas de grano fino (tramos 106, 110 y 116). Tras el último afloramiento de calizas observado, la columna aparece muy cubierta, por lo que no se ha continuado el levantamiento de la misma.

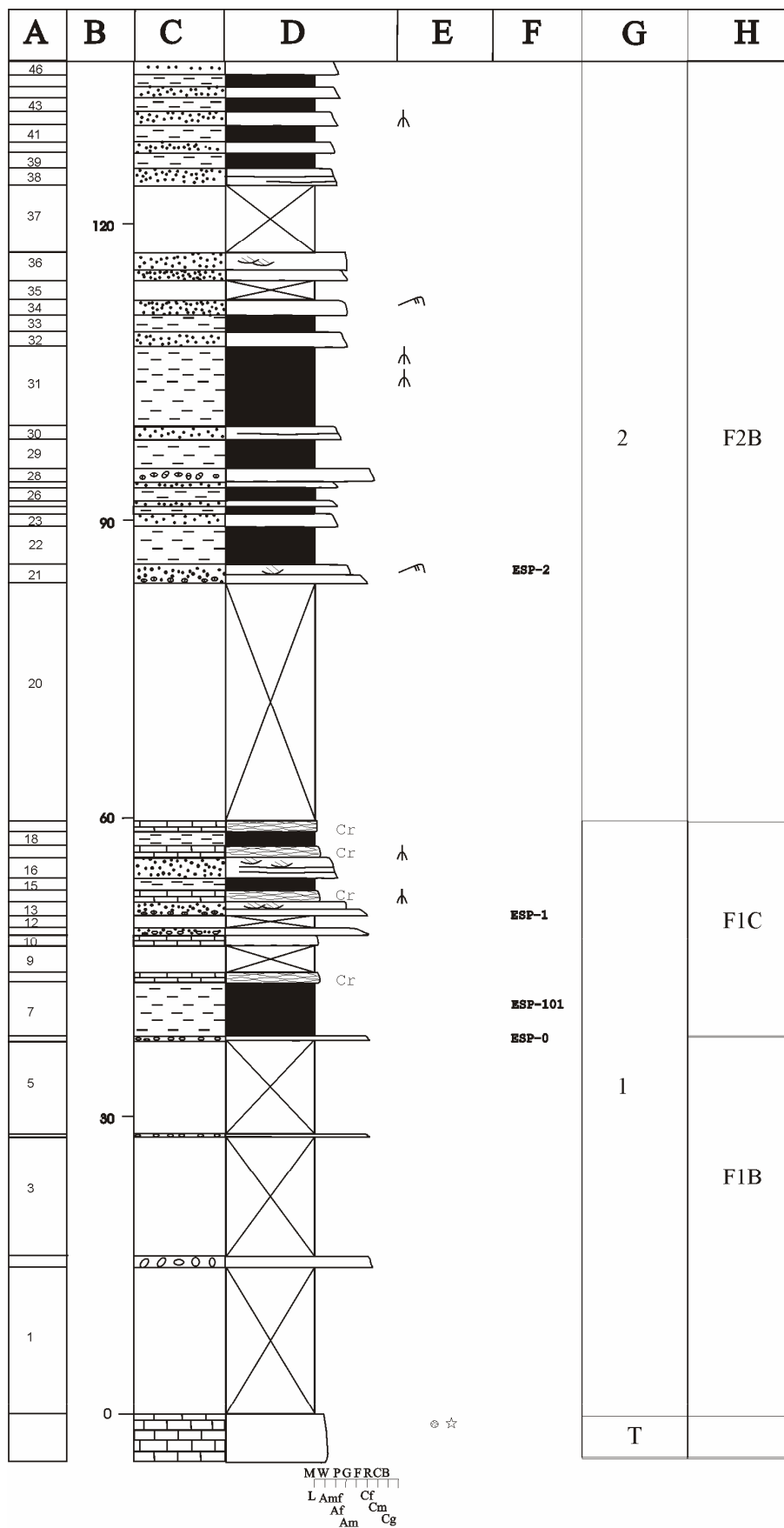


Fig. 5.8. Columna estratigráfica de El Espino, hoja 1. Leyenda: fig. 4.2.

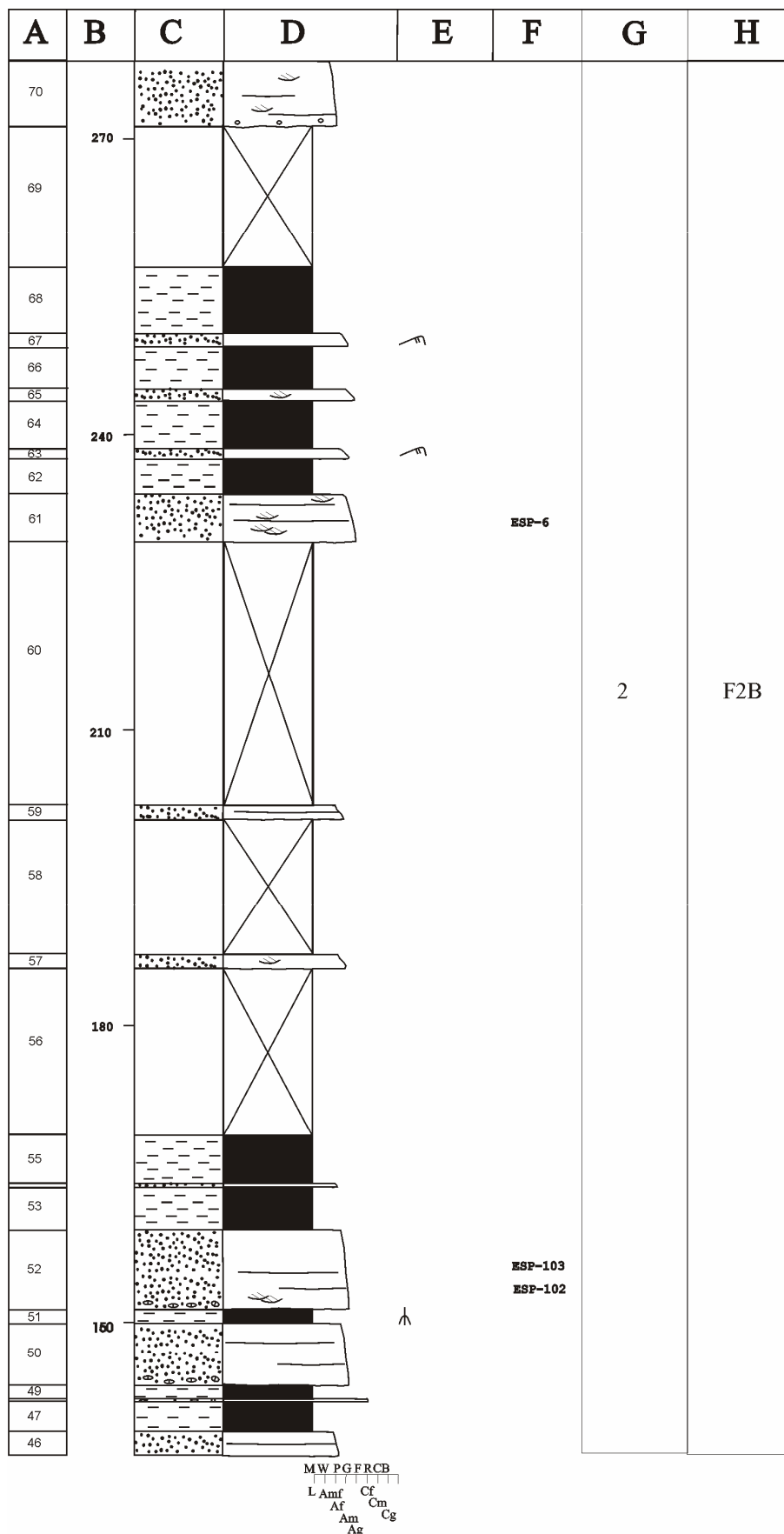


Fig. 5.8. Columna estratigráfica de El Espino, hoja 2. Leyenda: fig. 4.2.

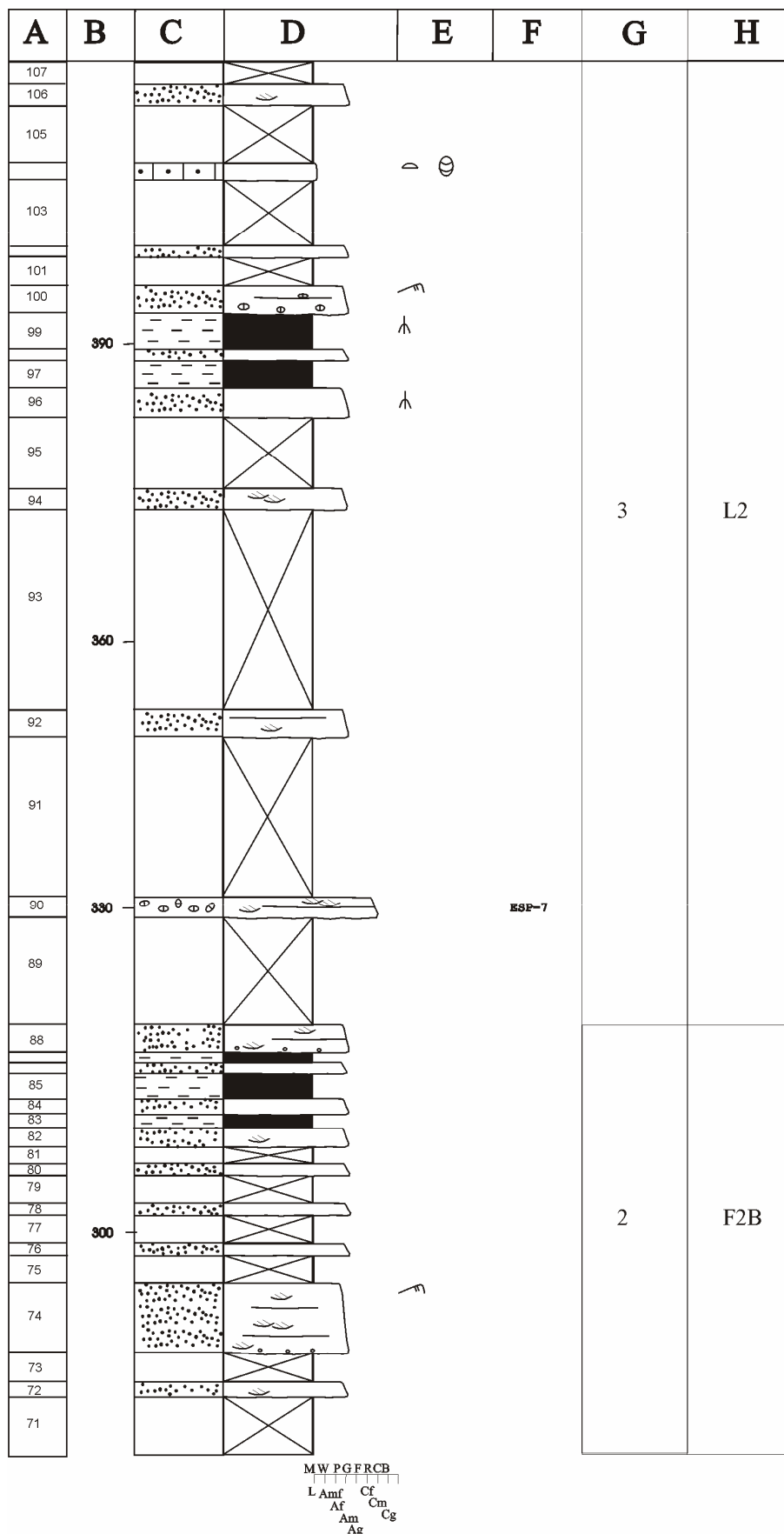


Fig. 5.8. Columna estratigráfica de El Espino, hoja 3. Leyenda: fig. 4.2.

5.1.3.3. Columna estratigráfica de Magaña (MAG)

- Hoja escala 1:50.000: N° 319, Ágreda y N° 318, Almarza.
- Base: x=569.625, y=4.635.900 (UTM, escala 1: 50.000). Long. 2°9'41''W, Lat. 41°53'17''N.
- Techo: x=571.525, y=4.640.300 (UTM, escala 1: 50.000). Long. 2°9'2''W, Lat. 41°54'39''N.
- Situación: La columna se realiza en la carretera de Matalebreras a San Pedro Manrique (ambas provincia de Soria), en las proximidades de la localidad de Magaña (Soria), desde el Km. 14 a poco antes del Km. 17. A partir de ahí (tramo 83) la columna se continúa por una pista, que cruza la carretera. Se toma la pista que sale de la carretera a mano derecha.
- Espesor total: 412 m.
- Descripción: Figura 5.9.

La base de la columna se sitúa en el núcleo de un anticlinal que aflora en la propia carretera, por lo que la parte inferior de la columna no aflora.

En primer lugar aparecen 115 m (tramos 1-18) constituidos fundamentalmente por areniscas verdes, rojas y ocreas, de grano muy fino a fino. En la base del conjunto aparece un tramo de calizas *mudstone* con nódulos de clorita. Las areniscas presentan bases erosivas y techos planos, y se encuentran organizadas en capas de hasta 11 m de potencia. Presentan superficies de acreción lateral (estratificaciones cruzadas de tipo *épsilon*), e internamente estratificación cruzada de surco. Ocasionalmente aparecen a techo de los estratos *ripples* de corriente y laminaciones paralelas. Presentan abundantes nódulos de clorita y cristales cúbicos de pirita de hasta 1 cm. Estas areniscas aparecen intercaladas con niveles muy poco potentes de lutitas (potencias medias de 1 m y máximas de 3 m), en general de color verde, en las que también se observan nódulos de clorita. Hacia techo aparece un conglomerado de cantos de caliza con cemento carbonático (tramo 13).

A continuación aflora un conjunto de 52 m (tramos 19 a 29) constituido por areniscas, lutitas, conglomerados y niveles de caliza. Las areniscas son de grano medio, verdosas y poco potentes (1 m); en general presentan la base plana y tendencia granocreciente. También se observan capas arenosas con base erosiva, menos abundantes y poco potentes, de color verdoso, que pueden presentar *ripples* de corriente hacia techo. Intercalados con las areniscas, aparecen tramos de escasa potencia (0,5 m) de calizas *mudstone* gris verdosas con ostrácodos y caráceas y nódulos de clorita.

Por encima se encuentra un conjunto de 105 m (tramos 30 a 69) constituido esencialmente por calizas *wackestone* ocre, organizadas en secuencias de entre 4-6 m de potencia. Hacia la base de cada secuencia son calizas con ostrácodos y caráceas, con algunos moldes de bivalvos, sobre las que aparecen capas de calizas con estromatolitos más o menos desarrolladas, y a techo de la secuencia un nivel calcáreo con pseudomorfos de yeso, que suele presentar grietas tensionales postdeposicionales rellenas de cementos de cuarzo y calcita. Estos niveles con pseudomorfos no siempre están presentes hacia techo de las secuencias. Por encima de estos niveles con pseudomorfos de yeso aparecen en ocasiones niveles de lutitas calcáreas verdes, que hacia techo suelen presentar una ferruginización muy importante. Las costras ferruginosas pueden aparecer también hacia techo de las secuencias de calizas. Intercalados con las calizas, aparecen capas poco potentes (1 m) de areniscas de color pardo. Presentan bases erosivas y techos planos, y se encuentran organizados en secuencias granodecrecientes. En las areniscas se observa cemento carbonático. En el techo de este conjunto aparece una capa de calizas con pseudomorfos de yeso que llama la atención por su color blanco. Aparentemente presenta una mayor recrystalización que las anteriores.

Después aflora un conjunto parecido al anterior, de 46 m de potencia (tramos 70 a 77). Está constituido por calizas que se encuentran organizadas en secuencias similares, pero sin que aparezcan los niveles con pseudomorfos de yeso ni las costras ferruginosas. Los niveles estromatolíticos están bien desarrollados. Aparece ocasionalmente algún nivel lutítico intercalado.

A continuación, aflora un conjunto de 80 m (tramos 78 a 106), constituido por una intercalación de calizas ocre y lutitas verdes. Las calizas se encuentran organizadas en secuencias menos potentes que las anteriores (hasta 4 m), que presentan en ocasiones desarrollo de estromatolitos. Las lutitas son más frecuentes y más potentes que en los conjuntos infrayacentes (tramos de hasta 6-7 m) y presentan muchas ferruginizaciones. Aparecen asimismo intercalaciones de calizas arenosas de escasa potencia (1 m).

Por último afloran 20 m (tramos 107 a 112) de calizas negras intercaladas con lutitas rojas. Las calizas se encuentran organizadas en secuencias de 2-4 m, con estromatolitos hacia techo. Ocasionalmente presentan costras ferruginosas y *mud crack* a techo de la secuencia (tramo 107).

En el techo aparece un conjunto formado por margas y calizas negras de aspecto laminado que posiblemente constituye el inicio de la sedimentación del Grupo Oncala (Fm. Huérteles).

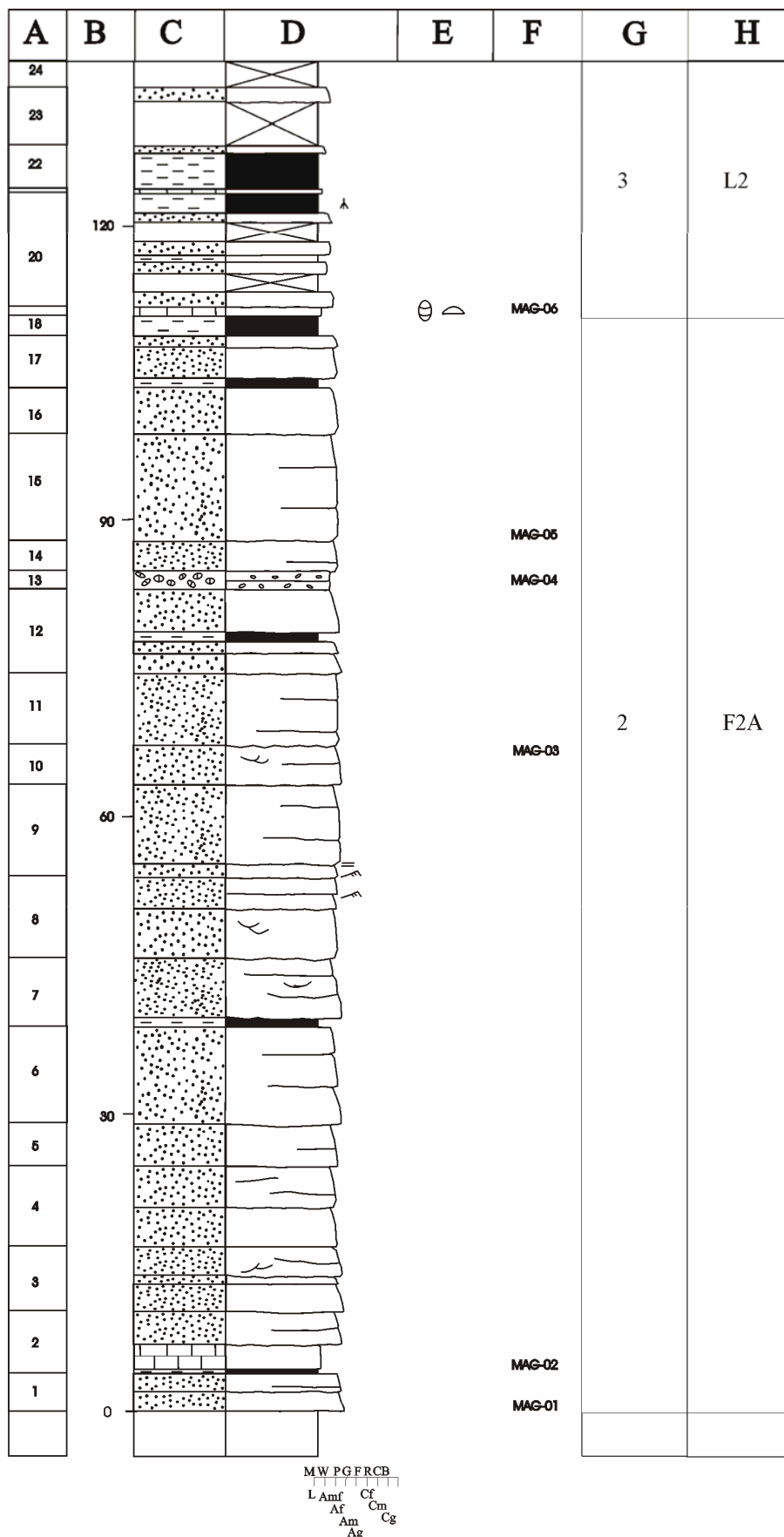


Fig. 5.9. Columna estratigráfica de Magaña, hoja 1. Leyenda: fig. 4.2.

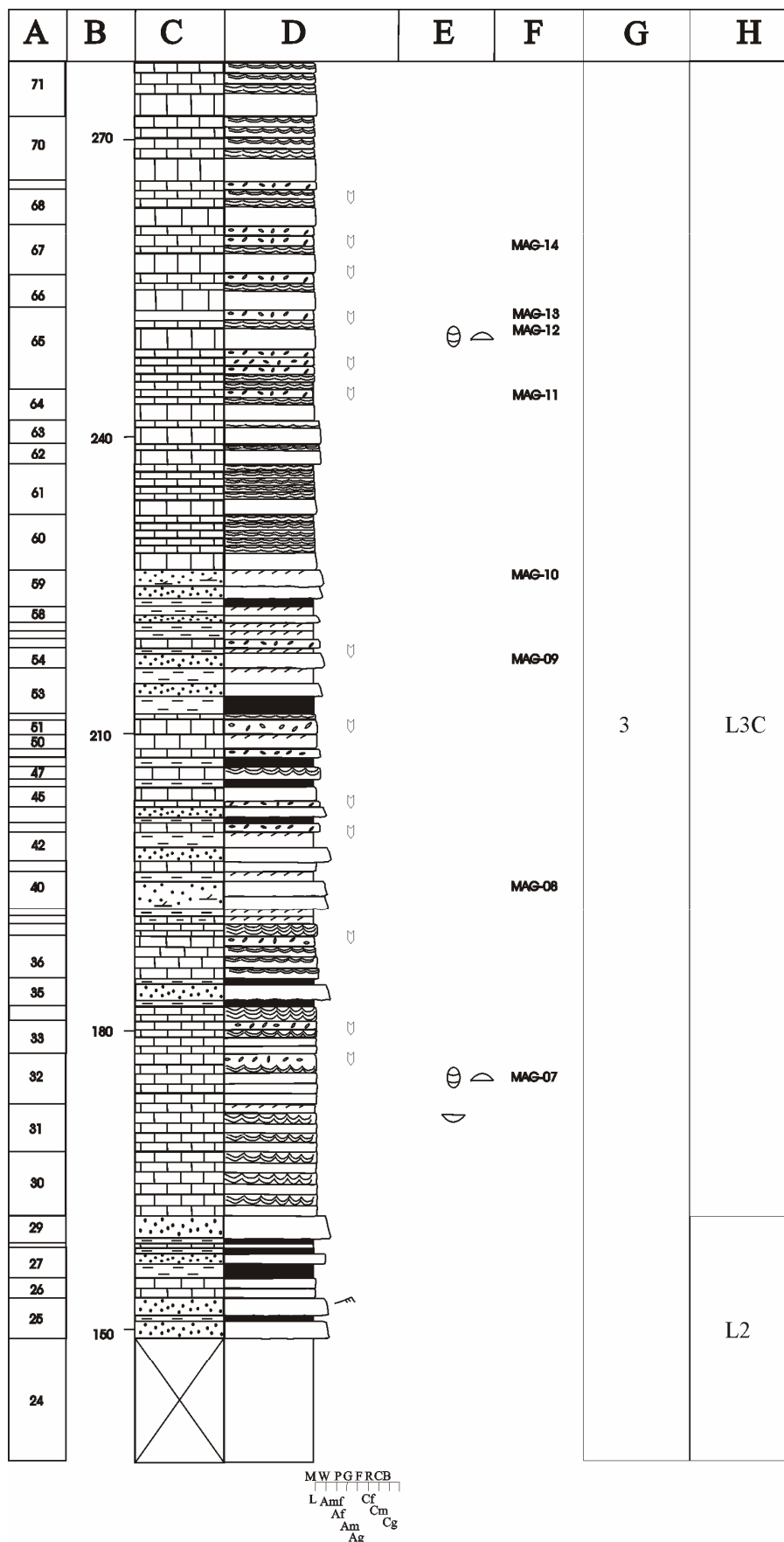


Fig. 5.9. Columna estratigráfica de Magaña, hoja 2. Leyenda: fig. 4.2.

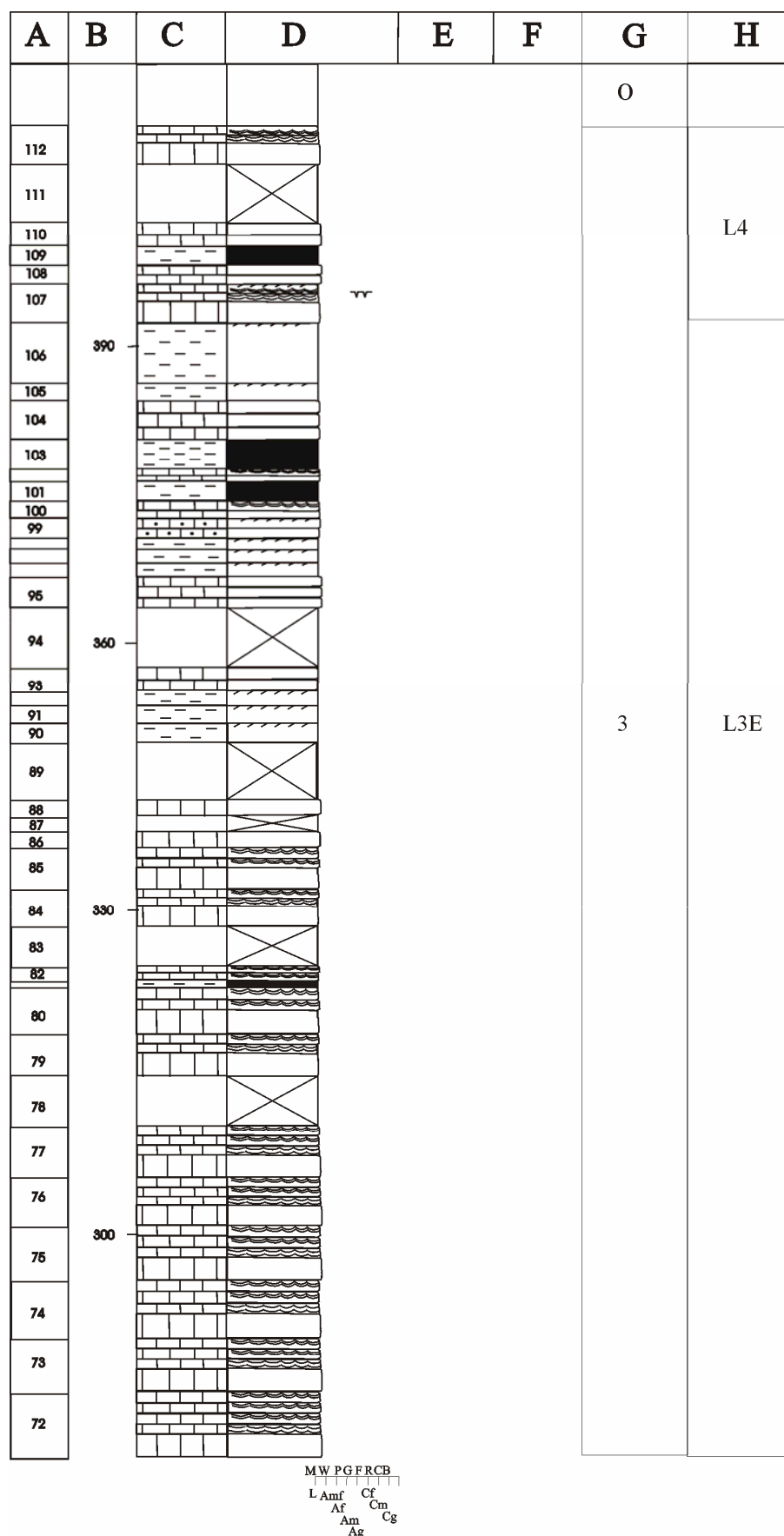


Fig. 5.9. Columna estratigráfica de Magaña, hoja 3. Leyenda: fig. 4.2.

5.1.3.4. Columna estratigráfica de Trévago (TRE)

- Hoja escala 1:50.000: N° 319, Ágreda.
- Base: x=571.900, y=4.635.900 (UTM); Long.: 2°8'4''W Lat.: 41°52'13''N.
- Techo: x=573.950, y=4.635.850 (UTM); Long.: 2°6'34''W; Lat.: 41°52'11''N.

SECCIÓN PARCIAL 1:

- Situación: La columna se levanta siguiendo la carretera que va de Almajano a Trévago (ambas provincia de Soria), a la altura del Km. 35,5 aproximadamente, en un paraje denominado “Barranco de la Cañada”. La base se localiza por debajo de unos corrales (pasando los corrales si se viene de Trévago).
- Espesor total: 51 m.
- Descripción: Columna 5.10.

La base de la columna la constituyen las calizas de la Fm. Torrecilla en Cameros, que presentan crinoides y fragmentos de corales. El techo de dicha formación se encuentra brechificado y karstificado.

La columna está constituida fundamentalmente por capas grises de conglomerados clastosoportados de cantos de cuarcita blancos. Las capas de conglomerados presentan bastante continuidad lateral y potencias comprendidas entre 2 y 4 m. Se encuentran organizados en secuencias granodecrecientes. Aparecen tanto facies masivas como conglomerados con estratificación cruzada de surco. Los conglomerados están constituidos por cantos fundamentalmente redondeados, aunque dentro de los cantos con menor tamaño aparecen cantos angulosos. Los centiles varían entre 5 y 8 cm.

La sección se termina en un tramo cubierto a partir del cual no vuelven a aparecer facies conglomeráticas. Continuando por la misma carretera, se levanta una segunda sección parcial, fundamentalmente constituida por niveles de areniscas. Se ha decidido separar ambas secciones puesto que entre ellas aparecen varias pequeñas fallas.

SECCIÓN PARCIAL 2:

- Situación: Siguiendo la carretera que va de Almajano a Trévago (Soria), a partir de los primeros afloramientos de areniscas que se encuentran a techo de la sección parcial 1. Entre ambas columnas hay un tramo semicubierto y afectado por fallas.
- Espesor total: 79 m.
- Descripción: Figura 5.11.

La columna está constituida por capas de areniscas de grano muy variable, intercaladas con lutitas rojas. Los niveles de areniscas presentan base erosiva y techo plano, y se encuentran organizados en secuencias granodecrecientes de hasta 5,20 m de potencia con superficies de acreción lateral (estratificación cruzada de tipo *épsilon* de Allen, 1963). A menor escala presentan estratificaciones cruzadas de surco muy abundantes y estratificaciones cruzadas planares. A techo de las secuencias en ocasiones se observa laminación paralela. Hacia la base de la columna, las areniscas son de grano grueso, presentando tonos rojos y localmente blancos, con óxidos de hierro. Hacia techo pasan a ser más finas y micáceas, presentando colores ocre.

Estos niveles arenosos se encuentran intercalados con capas de lutitas rojas y localmente verdes, que pueden ser bastante homogéneas o presentar nodulizaciones y huellas de raíces. Los paleosuelos son muy abundantes y presentan colores verdes y rojos, estructura nodular y huellas de raíces. Aparecen en la primera mitad de la columna (hasta el tramo 15), siendo frecuentes los tramos cubiertos hacia la segunda mitad de la misma.

Intercalados entre las lutitas aparecen niveles arenosos de grano muy fino de escasa potencia (máximo 2 m) y muy micáceos, con base y techo planoparalelos, y que tienden a presentar tendencias granocrecientes. Presentan una nodulización importante y en ocasiones se pueden observar huellas de raíces hacia techo. La columna termina en un tramo cubierto antes de llegar a un campo de labor.

5.1.3.5. Columna estratigráfica del Collado de San Pedro (CSP)

- Hoja escala 1:50.000: N° 318, Almarza.
- Base: x=559.260, y=4.648.144 (UTM); Long. 2°17'42''W, Lat. 41°56'54''N.
- Techo: x=561.026, y=4.648.842 (UTM); Long. 2°15'48''W, Lat. 41°59'17''N.
- Situación: La serie se localiza sobre la carretera que va de Oncala a San Pedro Manrique (Soria), próxima a la localidad de El Collado (Soria) comenzando en la desviación a San Andrés de San Pedro (Soria) y termina en el primer cubierto pasado el Km 7 de la misma carretera.
- Espesor total: 410 m.
- Descripción: Figura 5.12.

La base de la serie se encuentra cubierta, por lo que se comienza la columna en las primeras capas que afloran en la carretera que va de la localidad de Oncala a la de San Pedro Manrique a la altura del cruce a San Andrés de San Pedro. El primer conjunto (tramos 1-4, 7,4 m) está formado principalmente por areniscas ocre de grano muy fino con *ripples* de corriente que presentan ocasionalmente estratificación cruzada de surco, y por una capa de margas. Hacia techo aparece una capa de calizas verdes *mudstone* verdes con aspecto nodulizado (tramo 4).

Tras un tramo cubierto (7 m) aflora un conjunto (tramos 6-10, 9 m) predominantemente calcáreo constituido por calizas *mudstone* grises y ocre con pseudomorfos de yeso, que presentan concentraciones variables en las distintas capas. Hacia la base del conjunto estas calizas presentan un aspecto brechificado (tramo 6). Ocasionalmente aparecen geodas de cuarzo asociadas a los pseudomorfos (tramo 8). Las calizas aparecen intercaladas con areniscas de grano muy fino con *ripples* de corriente.

A continuación se observa una zona predominantemente cubierta (tramos 11-14) con un espesor total de 55,6 m. Se observan capas de escasa potencia de calizas *mudstone* con pseudomorfos de yeso en cola de golondrina y areniscas de grano muy fino verdes y ocre con *ripples* de corriente y aspecto tableado.

Por encima aparece un conjunto (tramos 15-26, 14 m) de areniscas de grano muy fino con intercalaciones de capas de caliza *mudstone*. Las areniscas son ocre y presentan aspecto tableado y *ripples* de corriente. Las calizas son grises, presentan pseudomorfos de yeso y ocasionalmente brechas de cantos planos en la base del estrato (tramo 16). Aparece una capa de calizas arenosas (tramo 15).

Tras un tramo cubierto (13,2 m), aparece un conjunto principalmente calcáreo (tramos 27-38, 11,5 m). Son calizas *mudstone* ocre o grises y suelen presentar pseudomorfos de yeso. En algunas ocasiones se puede observar un aspecto brechificado. Aparecen intercaladas con

areniscas de grano muy fino con *ripples* de corriente, y ocasionalmente margas y areniscas ocre de grano fino.

A continuación afloran 19 m (tramos 39-46) compuestos fundamentalmente por calizas *mudstone* negras y grises, fétidas, que ocasionalmente presentan pseudomorfo de yeso de gran tamaño (centimétricos). Aparece alguna intercalación de areniscas de grano muy fino con *ripples* de corriente y lutitas.

Por encima aparece un conjunto (tramos 47-55, 46,8 m) predominantemente cubierto en el que aparecen capas de calizas *mudstone* grises y negras de poca potencia. Las calizas ocasionalmente presentan nódulos de sílex (tramo 43).

A continuación aparecen 29,8 m de calizas *mudstone* y areniscas ocre de grano muy fino (tramos 56-71). Las calizas son negras o grises, se encuentran organizadas en secuencias estratodecrecientes y hacia techo del conjunto presentan pseudomorfo de yeso primero pequeños (0,5 cm) y hacia techo relativamente grandes (10 cm). Hacia la base del conjunto aparece una capa con brechas de cantos planos (tramo 60). Las calizas ocasionalmente presentan nódulos de sílex (tramo 68). Las areniscas presentan *ripples* de corriente, bases erosivas y secuencias granodecrecientes.

Tras un tramo cubierto (7 m) afloran 20,5 m de areniscas de grano muy fino a fino y algunos tramos cubiertos (tramos 73-81). Se encuentran organizadas en secuencias granodecrecientes (excepto el tramo 75), que suelen presentar bases erosivas, y ocasionalmente estratificaciones cruzadas de surco y *ripples* de corriente a techo.

Tras un importante tramo cubierto (tramo 82, 42 m), a techo de la columna aparece un potente conjunto (tramos 83-149, 128,5 m) en el que predominan las calizas *mudstone*. Se trata de calizas negras fétidas y menos frecuentemente calizas ocre. Ambas pueden presentar pseudomorfo de yeso, y ocasionalmente brechas de cantos planos (tramos 105, 110, 112), estromatolitos planares (tramos 99, 101, 103, 114, 128, 148), o grietas de desecación (techo del tramo 127). Aparecen intercaladas con areniscas de grano muy fino ocre con base erosiva, granodecrecientes y con *ripples* de corriente.

La columna se termina en un gran tramo cubierto tras el cual comienzan a aflorar calizas y areniscas negras de aspecto muy laminado (Grupo

Oncala).

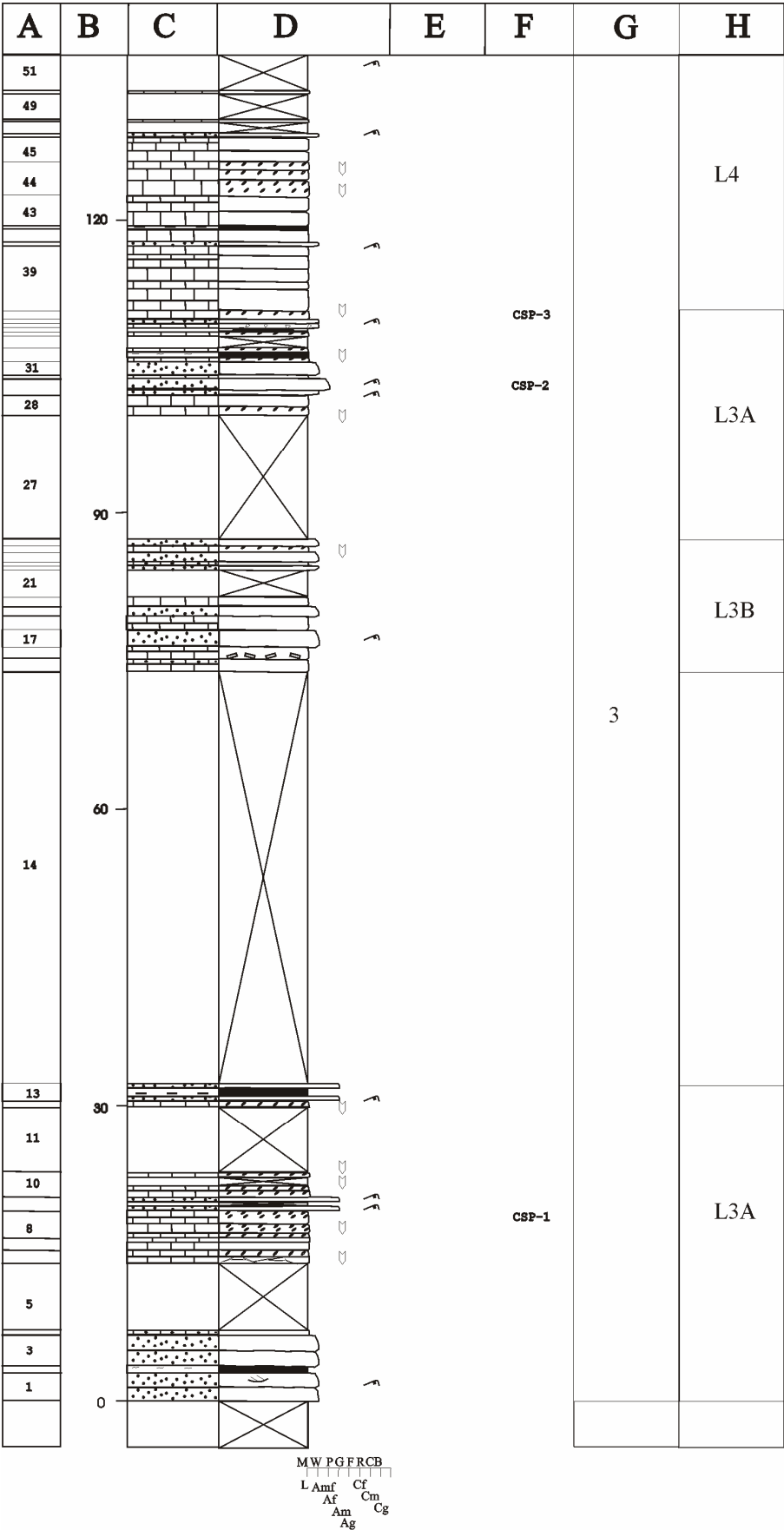


Fig. 5.12. Columna estratigráfica de El Collado, hoja 1. Leyenda: fig. 4.2.

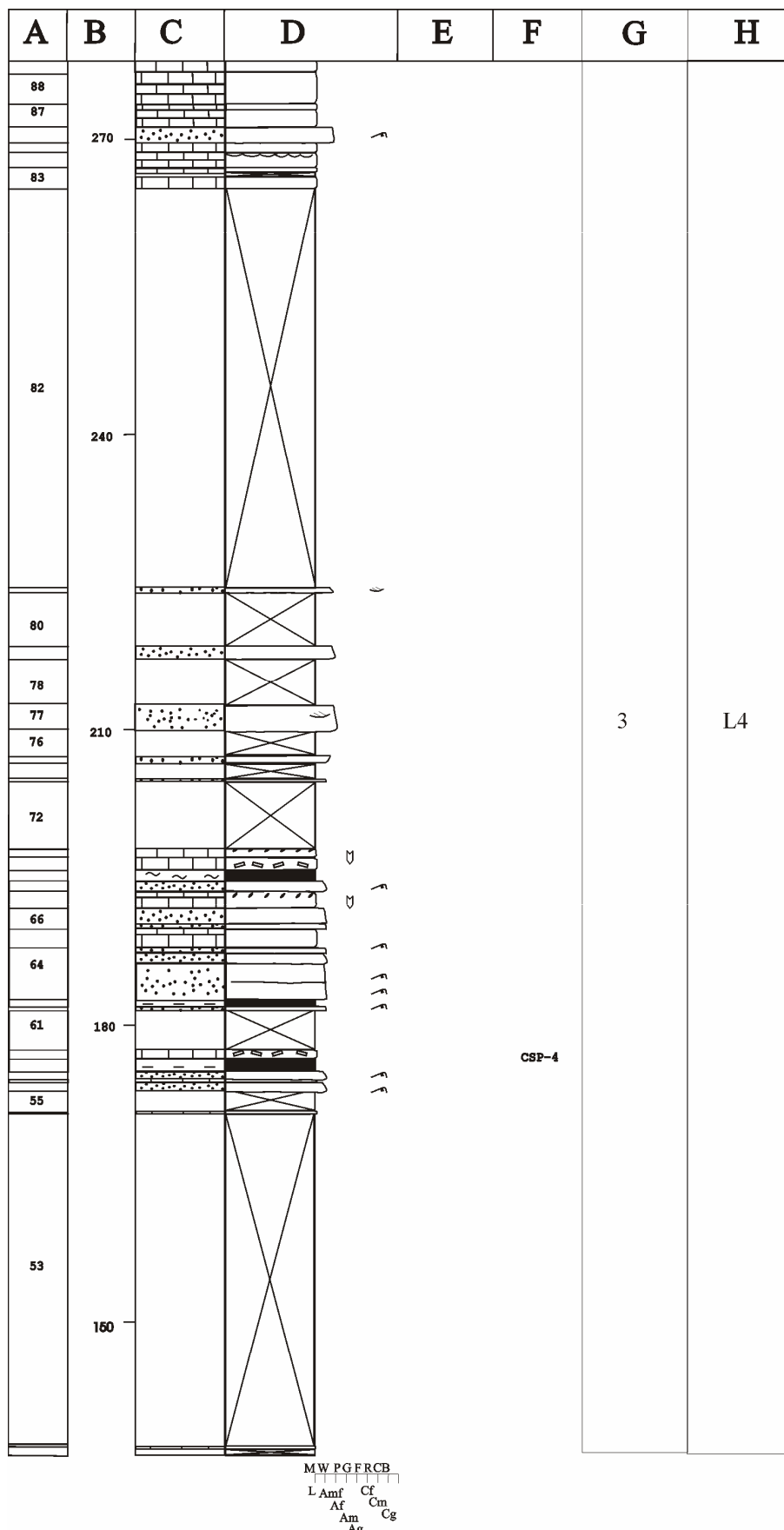


Fig. 5.12. Columna estratigráfica de El Collado, hoja 2. Leyenda: fig. 4.2.

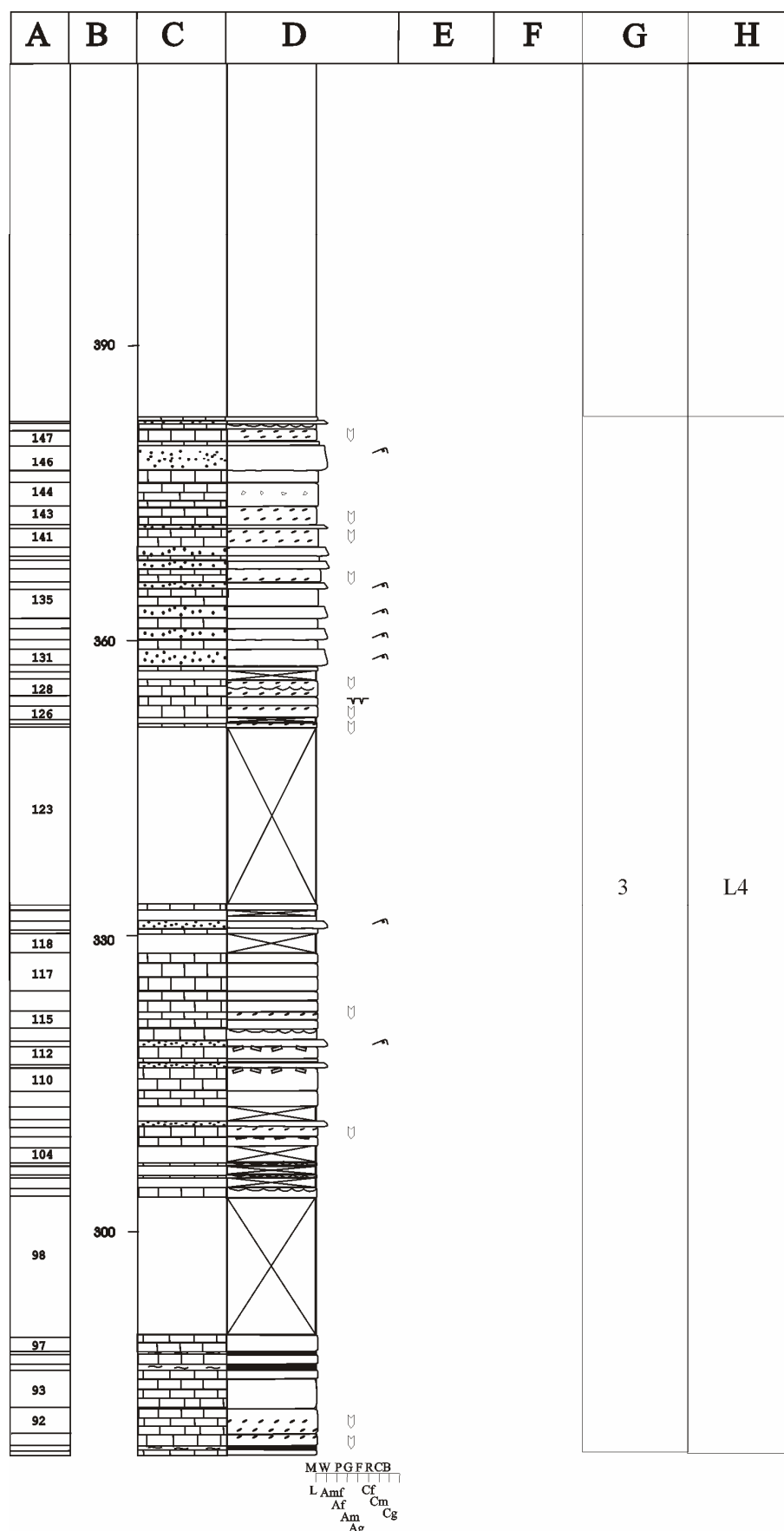


Fig. 5.12. Columna estratigráfica de El Collado, hoja 3. Leyenda: fig. 4.2.

5.1.3.6. Columna estratigráfica de Ágreda Este (AGE)

- Hoja escala 1:50.000: N°319, Ágreda.
- Base: x=590.401, y=4.633.864 (UTM); Long.: 1°54'41" W, Lat.: 41°50'58" N.
- Techo: x=590.901, y=4.635.314 (UTM); Long.: 1°51'47" W, Lat.: 41°51'47" N.
- Situación: La columna se localiza sobre la trinchera de la carretera que une Ágreda y Vozmediano, entre los Km. 1,5 y 2,5 aproximadamente. En el Km. 2,5 la carretera toma un trazado aproximadamente paralelo a la dirección de las capas, por lo que se continúa la sección saliéndose de la carretera en dirección NE. Se trata de una sección parcial, la segunda mitad de la columna se corresponde con la sección de Ágreda Oeste.
- Espesor total: 476 m.
- Descripción: Figura 5.13.

La base de la columna la constituyen unas calizas oscuras recristalizadas con corales (Fm. Torrecilla en Cameros). El techo de las mismas está ferruginizado.

A continuación aparecen 8,4 m de areniscas ocre de grano muy fino a fino (tramos 1-6) organizadas en secuencias granodecrecientes, que presentan pirita.

Se observan ocasionalmente *lags* de cantos silíceos en la base de los tramos o sobre superficies de reactivación (tramo 4), cantos blandos dispersos (tramos 2, 5 y 6) y *climbing ripples* (tramo 6) a techo.

Por encima aparecen 5,4 m (tramos 7-12) en los que se intercalan conglomerados de cantos carbonáticos (tramos 8 y 10), areniscas de grano fino a medio (tramos 9 y 11) y conglomerados con cantos de cuarzo y cuarcita (tramo 12). Las areniscas presentan *ripples* de corriente. El tramo de conglomerado de cantos de cuarzo y cuarcita presenta una base erosiva muy neta, así como cantos bien redondeados y otros subangulares, con centiles de 2,5 cm.

A continuación afloran 12 m de areniscas ocre de grano medio y fino (tramos 13-16) con aspecto tableado y pirita. Presentan secuencias granodecrecientes, estratificación cruzada de surco (tramo 13) y laminación paralela (tramos 13 y 15).

Por encima aparece un conjunto de 19,8 m en el que predominan los conglomerados con cantos de cuarzo y de cuarcita (tramos 17-27), con centiles de hasta 9 cm. Aparecen organizados en secuencias granodecrecientes, aumentando los centiles hacia la parte superior de dicho tramo (en su conjunto). Se observan estratificaciones cruzadas de surco. Los tramos conglomeráticos aparecen intercalados con tramos arenosos con estratificación cruzada de surco (tramo 19) y *ripples* de corriente (tramo 22). A techo del tramo 22 se reconoce una ligera ferruginización.

A continuación aflora un conjunto de 22,2 m en el que se intercalan areniscas, conglomerados y tramos cubiertos (tramos 28-34). Las areniscas presentan colores ocres y son de grano fino a grueso, pudiendo presentar estratificación cruzada de surco. El tramo 32 está constituido por un conglomerado clastosoportado de cantos de cuarzo y cuarcita, con centiles de 5 cm, organizado en una secuencia granodecreciente.

Por encima aparecen 27,6 m de areniscas de grano comprendido entre grueso y muy fino y conglomerados de cantos de cuarzo y cuarcita (tramos 35-47). Las areniscas son ocres y presentan un aspecto tableado, estratificación cruzada de surco y *ripples* de corriente, y están organizadas en secuencias granodecrecientes. Los conglomerados presentan una organización interna equivalente, estratificación cruzada de surco y matriz arenosa.

El tramo 48 (4 m) está cubierto. A continuación (tramos 49-63) aflora un conjunto de 45,6 m constituido por areniscas de grano muy fino a grueso, conglomerados clastosostenidos con cantos de cuarzo y cuarcita, intercalados con algún tramo cubierto. En las areniscas se pueden observar superficies de acreción lateral (estratificación cruzada de tipo *épsilon* de Allen, 1963) (tramos 58 y 59), así como estratificación cruzada de surco a pequeña escala. Los conglomerados presentan bases erosivas y centiles de 3 cm. Los cantos son bastante angulosos.

Por encima (tramos 64-73) se pueden observar 37,6 m de areniscas de grano muy fino a grueso, entre las cuales aparecen intercaladas dos capas de conglomerados. La primera de ellas (tramo 71), muestra características equivalentes a las descritas en el conjunto anterior, pero con mayor centil (5 cm). La segunda (tramo 73) es un conglomerado polimíctico de cantos de cuarzo, cuarcita y fragmentos de roca carbonática. Los tramos arenosos presentan piritita y en ocasiones superficies de acreción lateral (estratificación cruzada de tipo *épsilon* de Allen, 1963) (tramos 64, 65, 67) y estratificaciones cruzadas de surco a pequeña escala.

El siguiente conjunto de 51,6 m (tramos 74-89) está formado mayoritariamente por areniscas de grano muy fino a medio, que presentan en general colores ocres. Las areniscas presentan ocasionalmente estratificaciones cruzadas de surco y *ripples* de corriente a techo. En el tramo 79 se observan bioturbaciones y evidencias de huellas de raíces. El tramo 81 presenta una costra ferruginosa a techo. Se observan algunas fracturas perpendiculares a la estratificación rellenas por cuarzo y piritita. La piritita aparece también de forma ocasional en las areniscas.

Los tramos 90-92 se encuentran cubiertos (81 m), con una pequeña intercalación de areniscas ocres de grano fino.

A continuación (tramos 93-113) aparecen 43,8 m de areniscas ocres de grano fino y medio, intercaladas con tramos cubiertos y hacia techo del conjunto un conglomerado de cantos carbonáticos (tramo 113). Las areniscas se encuentran organizadas en secuencias granodecrecientes y presentan ocasionalmente estratificaciones cruzadas de surco y *ripples* de corriente. El contenido en moscovita de las areniscas es mayor que en los tramos infrayacentes de la columna. Asimismo, las areniscas presentan ocasionalmente piritita.

Sobre este último conjunto aflora otro de 36,6 m (tramos 114-131) en el que predominan las areniscas de grano muy fino y fino con colores ocre y negros, intercaladas con tramos cubiertos.

A techo de la columna aparecen 78,4 m (tramos 132-154), constituidos fundamentalmente por dolomicritas grises o gris verdosas, recrystalizadas, que alternan con algún tramo de dolomías más limosas o arenosas (tramos 135 y 146), calizas (tramo 137), calizas limosas (tramo 150 y 152), areniscas de grano muy fino a medio ocre (tramos 148-149) y algunos tramos cubiertos. Tanto las dolomías como las calizas presentan un aspecto tableado. Se observan abundantes nódulos de clorita y pirita. Las piritas son mucho más abundantes en este tramo que en cualquiera de los conjuntos descritos anteriormente, y presentan mayor tamaño.

La columna se termina en un tramo cubierto. Se ha realizado una correlación de tal forma que el techo de la columna de Ágreda Este se continúa aproximadamente en la base de la columna de Ágreda Oeste, quedando la columna dividida en dos secciones parciales.

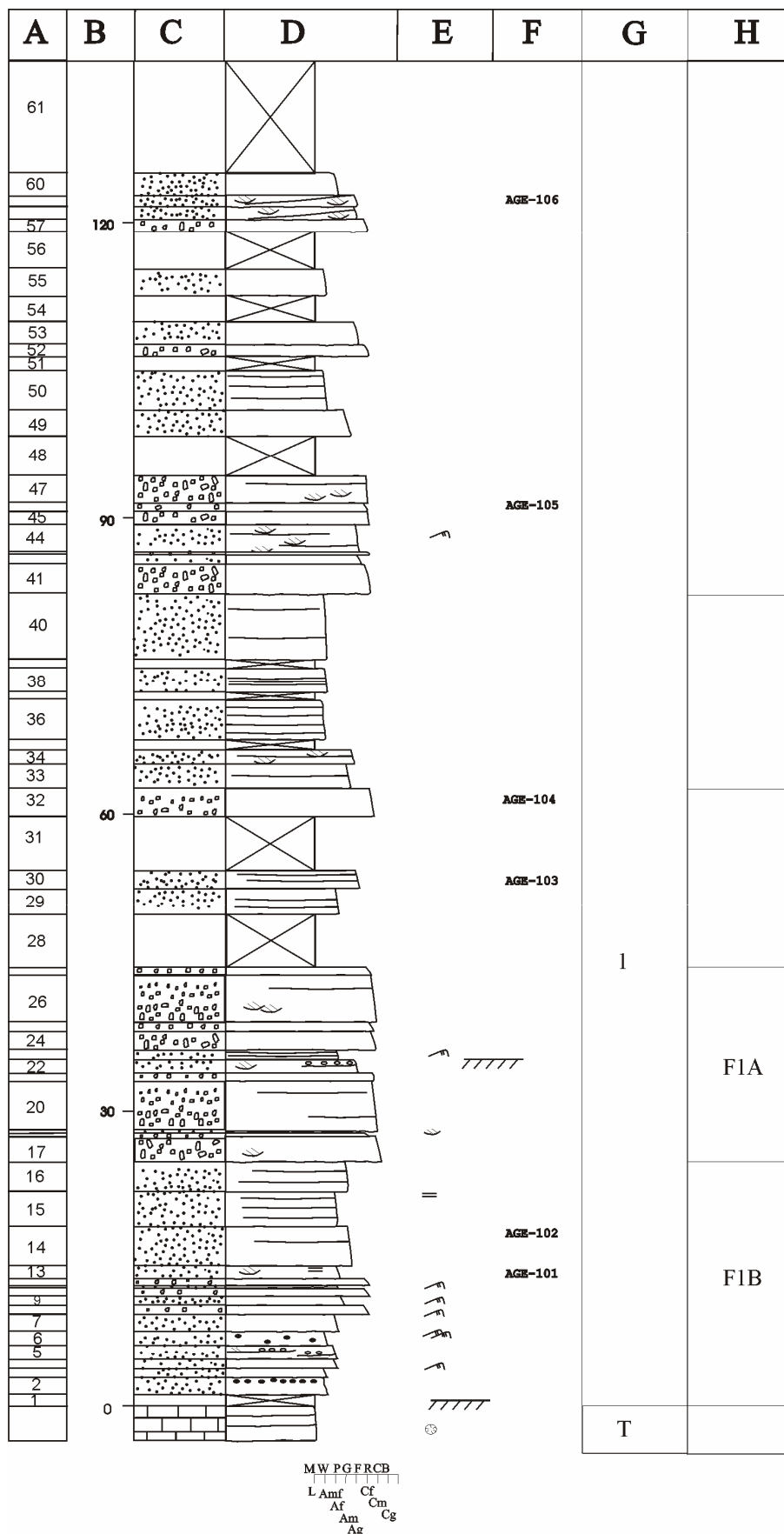


Fig. 5.13. Columna estratigráfica de Ágreda Este, hoja 1. Leyenda: fig. 4.2.

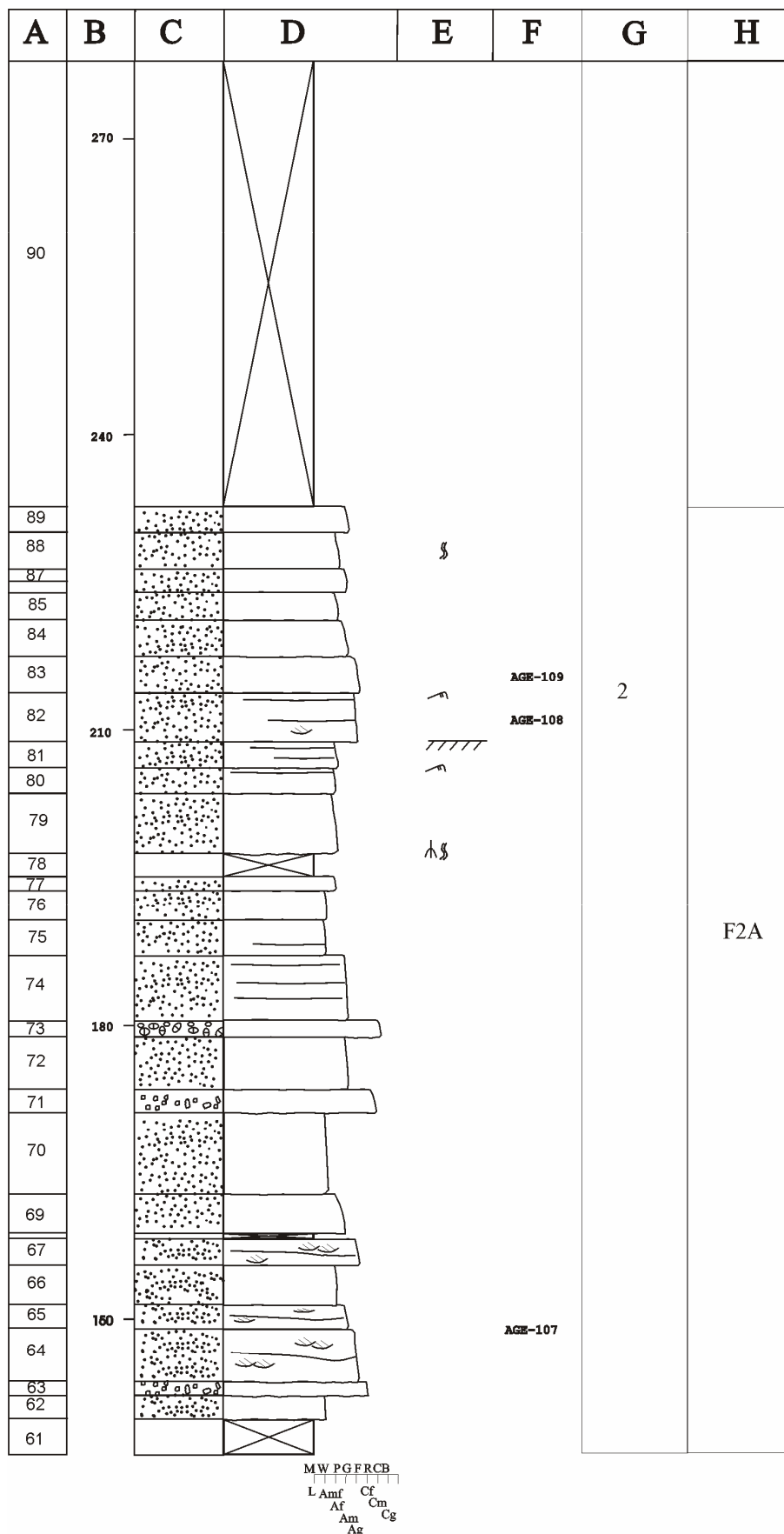


Fig. 5.13. Columna estratigráfica de Ágreda Este, hoja 2. Leyenda: fig. 4.2.

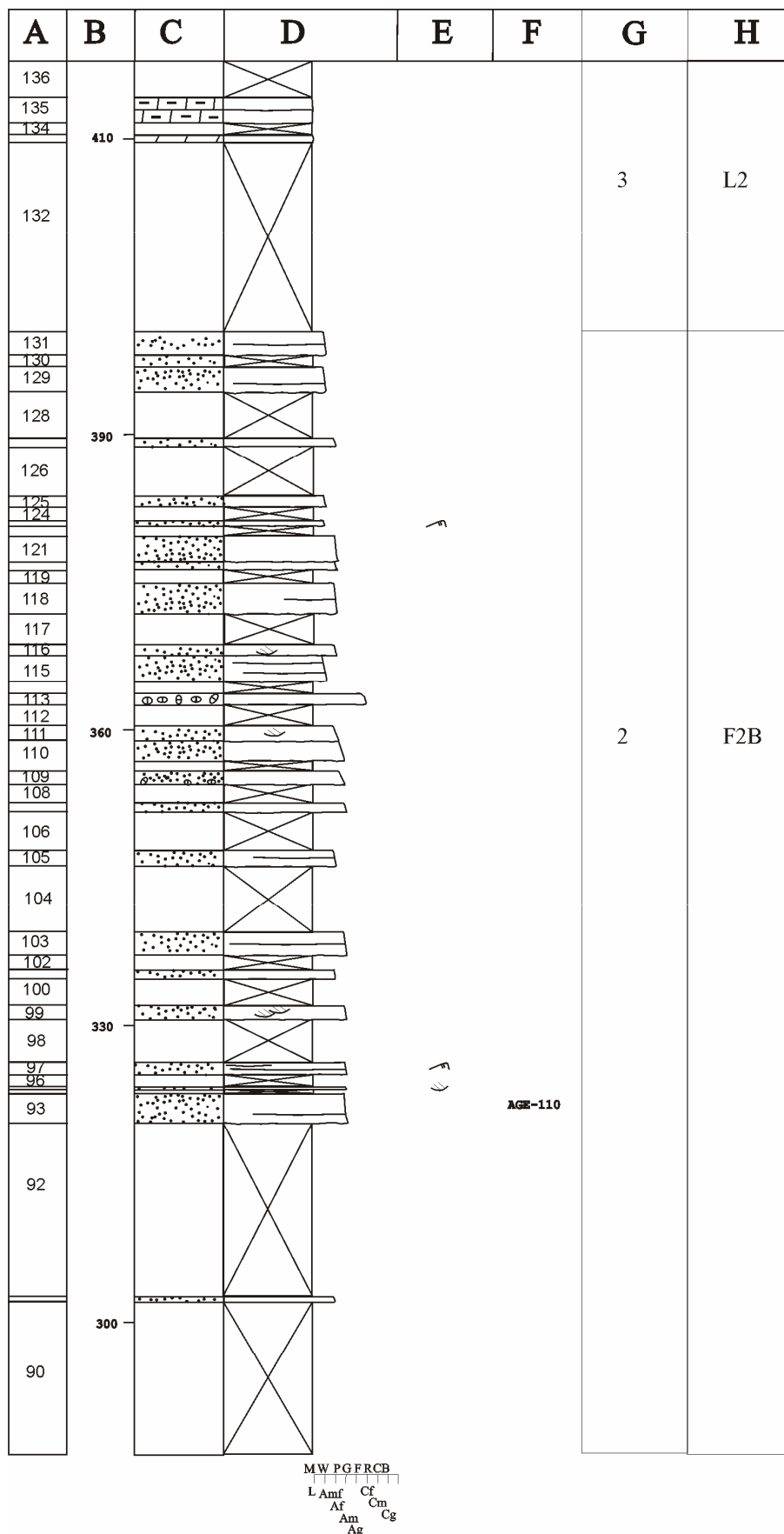
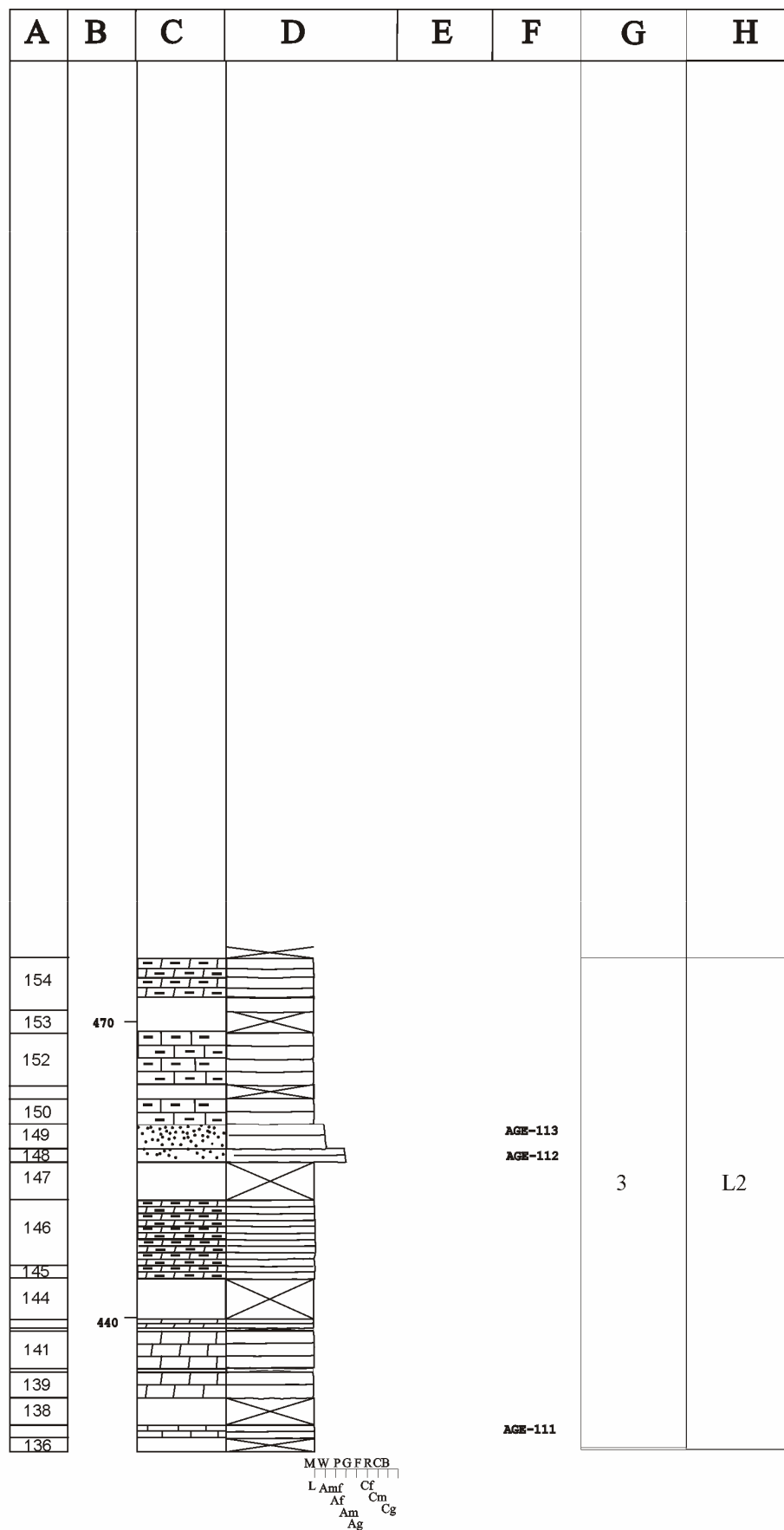


Fig. 5.13. Columna estratigráfica de Ágreda Este, hoja 3. Leyenda: fig. 4.2.



5.1.3.7. Columna estratigráfica de Ágreda Oeste (AGO)

- Hoja escala 1:50.000: N° 319, Ágreda.
- Base: x=589.820, y=4.635.576 (UTM); Long.: 1°55'6" W, Lat.: 41°51'4" N.
- Techo: x=590.750, y=4.635.850 (UTM); Long.: 1°54'26" W, Lat.: 41°52'6" N.
- Situación: La columna se localiza sobre la trinchera de la carretera Nacional N-113, saliendo de la localidad de Ágreda (Soria) hacia el NE. La base es continuación del techo de la columna de Ágreda Este, y se encuentra situada a la altura del Km. 103,5 de dicha carretera. El techo se encuentra aproximadamente a la altura del Km. 102,5. Dicho techo está recubierto por una brecha cenozoica discordante sobre los materiales de estudio. Hay que señalar que a lo largo de la trinchera, importantes tramos de la columna se encuentran cubiertos por mallas para prevenir desprendimientos.
- Espesor total: 519 m.
- Descripción: Figura 5.14.

Los dos primeros tramos de la columna (6,4 m) están formados por dolomicritas recristalizadas con nódulos de clorita y piritas relativamente grandes (hasta 5 cm).

Por encima aparecen 23,9 m (tramos 3-5) de calizas *mudstone* negras, gris verdosas y ocre. Aparecen nódulos de clorita y piritas al igual que en el conjunto anterior.

A continuación aparecen 94,6 m (tramos 6-10) mayoritariamente cubiertos, entre los que se pueden observar un par de capas de calizas *mudstone*, que presentan coloraciones anaranjadas y verdosas, respectivamente.

Por encima aflora un conjunto dolomítico de 63,8 m (tramos 11-23). Se trata de dolomicritas recristalizadas grises verdosas, con abundantes nódulos de clorita, piritas relativamente grandes (hasta 4 cm). Los tramos 21 y 22 tienen un aspecto más pulverulento. El conjunto termina con una ferruginización a techo del nivel 23.

A continuación aparecen 22,2 m (tramos 24-28) de dolomicritas negras y ocasionalmente grises. Se pueden observar piritas de gran tamaño, que en ocasiones se encuentran rodeadas por cementos de cuarzo o de clorita.

Los siguientes 37,8 m (tramos 29-36) están constituidos por calizas *mudstone* grises y anaranjadas, con pirita. A techo del tramo 36 se observan pseudomorfo de yeso, que ocasionalmente presentan morfología en cola de golondrina, no paralela a la estratificación de las capas.

Por encima aparecen 18,1 m (tramos 37-42) constituidos fundamentalmente por calizas *mudstone* anaranjadas. El tramo 38 presenta anillos de *Liesegang*, así como cavidades rellenas de cementos carbonáticos y pirita.

A continuación afloran 47,4 m de calizas y dolomías (tramos 43-50). En la base de este conjunto aparecen las calizas. Se trata de calizas *mudstone*, grises y negras, con pirita. El techo del conjunto lo constituyen unas dolomicritas grises con piritas. El techo (tramo 50) está constituido por un nivel de dolomicritas grises con pseudomorfos de yeso muy grandes (tamaño medio: 5 cm).

Los siguientes 64,2 m (tramos 51-63) están constituidos por calizas *mudstone* grises y negras con piritas. Los tramos 62 y 63 presentan pseudomorfos de yeso. El tramo 62 presenta pseudomorfos de hasta 1 cm y el tramo 63 pseudomorfos de hasta 1 mm piritizados.

Por encima aparecen 16,8 m (tramos 64-68) de calizas *mudstone* grises y negras con pirita. En el nivel 68 aparecen pseudomorfos de yeso de hasta 1 mm piritizados.

A continuación afloran 18,7 m (tramo 69) de calizas *mudstone* negras con algo de pirita.

Los siguientes 18,6 m están constituidos (tramos 70-76) por calizas *mudstone* grises y negras con aspecto brechificado y abundantes pseudomorfos de yeso. En la base del tramo 72 aparece un nivel de brechas de cantos planos. Los pseudomorfos aparecen más concentrados en determinadas niveles dentro de cada capa.

Por encima aparecen 19,2 m (tramos 77-80) de calizas *mudstone* ocre y verdes, que presentan pirita. En el techo del último tramo (80) aparecen de nuevo pseudomorfos grandes de yeso (tamaño medio: 10 cm).

A continuación afloran 22 m de calizas *mudstone* negras con pirita (tramos 81-84).

Los siguientes 45,3 m (tramos 85-93) están formados por calizas *mudstone* negras con estromatolitos planares. En el tramo 87 se observa una estructura enterolítica. Aparece otra estructura enterolítica en el tramo 90, ésta última menos desarrollada. En el techo del tramo 90 aparecen estromatolitos dómicos.

El techo lo constituye una brecha cenozoica de cantos calcáreos y matriz arcillosa, que yace discordantemente sobre los materiales estudiados. Estos depósitos cenozoicos cubren el eje de un sinclinal que afecta a los materiales descritos del Grupo Tera.

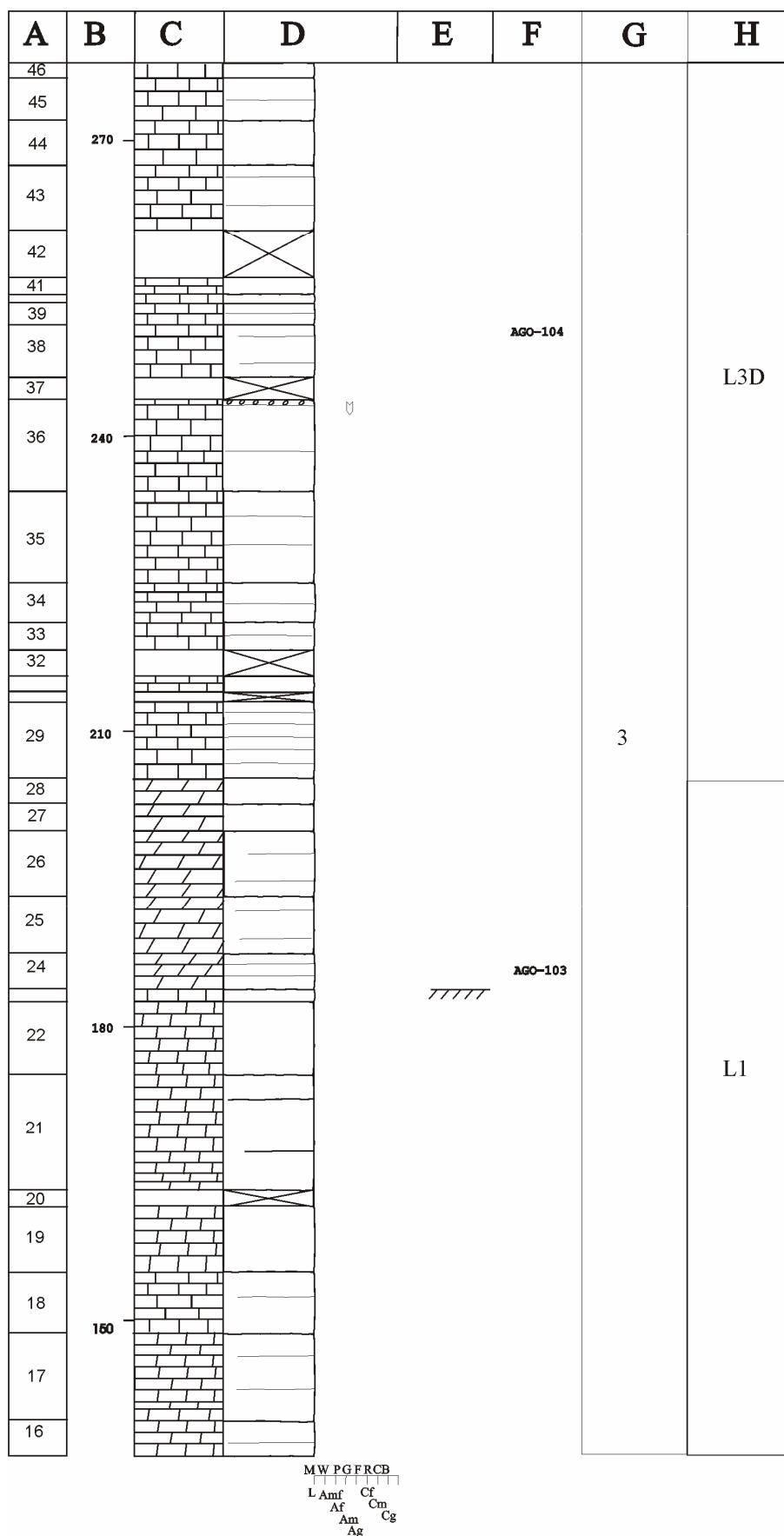


Fig. 5.14. Columna estratigráfica de Ágreda Oeste (AGO), hoja 2. Leyenda: fig. 4.2

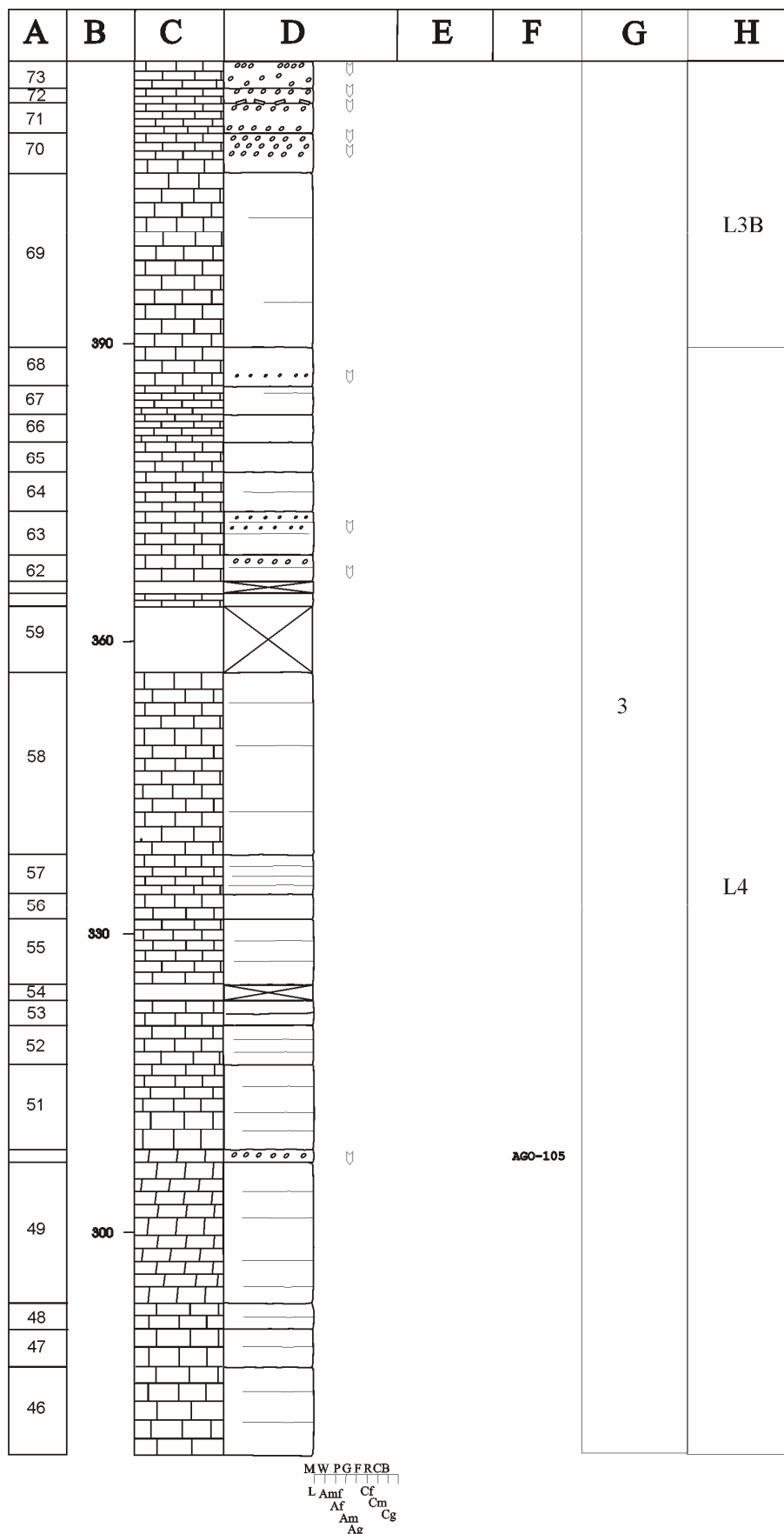


Fig. 5.14. Columna estratigráfica de Ágreda Oeste (AGO), hoja 3. Leyenda: fig. 4.2.

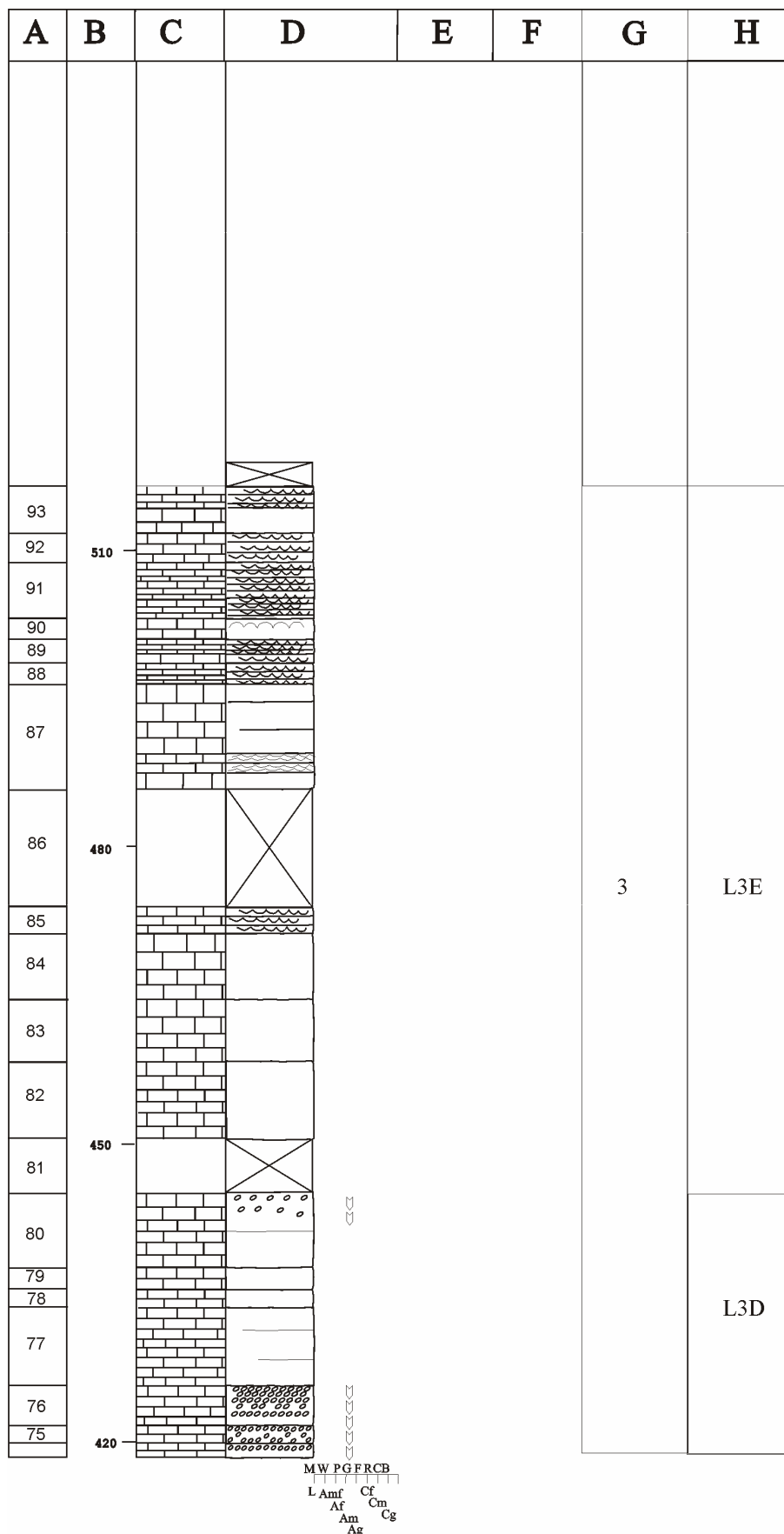


Fig. 5.14. Columna estratigráfica de Ágreda Oeste (AGO), hoja 4. Leyenda: fig. 4.2.

5.1.3.8. Columna estratigráfica de San Blas (BLA)

- Hoja escala 1:50.000: N° 319, Ágreda.
- Base: x=585.300, y=4.634.100 (UTM); Long. 1°58'20''W, Lat. 41°51'10''N.
- Techo: x=587.000, y=4.634.500 (UTM); Long. 1°57'11''W, Lat. 41°51'30'' N.
- Situación: La columna se localiza al Oeste de Ágreda, a la altura del Km. 17 de la carretera hacia Matalebreras, sobre el cerro de San Blas. La base se encuentra junto a un corral, al que se accede desde la carretera por una pista, pasando unas naves industriales. A partir de este punto, la columna se levanta subiendo por la ladera del monte hacia el Este, hacia el paraje denominado "Corrales del Romeralejo".
- Espesor total: 255 m.
- Descripción: Figura 5.15.

La base la constituyen unas calizas verdosas (probablemente cloritizadas), que presentan una clara foliación. Se observan algunos restos de crinoides. Se trata de la Fm. calizas con corales de Torrecilla en Cameros.

La columna está formada fundamentalmente por conglomerados clastosoportados de cantos de cuarzo y cuarcita de color blanco. Los cuerpos conglomeráticos están separados por cicatrices erosivas y presentan potencias de hasta 19 m. Están organizados en secuencias mayores granodecrecientes. Las capas situadas hacia la base presentan centiles de cantos de cuarcita menores que los que están hacia techo, aunque los valores de los centiles son muy variables (de 2 a 9 cm). Esta evolución de menores a mayores centiles se repite dos o tres veces de base a techo de la columna. A menor escala, los centiles decrecen hacia techo de cada capa, puesto que están organizados, como ya se ha señalado, en secuencias granodecrecientes. Los conglomerados presentan tanto niveles de aspecto masivo como estratificaciones cruzadas de surco y secundariamente planares. El grado de cementación es muy variable, aunque en líneas generales decrece hacia el techo de la columna.

A partir del tramo 15 y hacia techo, las condiciones de afloramiento empeoran, dado que la ladera se encuentra aterrazada y muy vegetada. La sección se termina en un tramo cubierto.

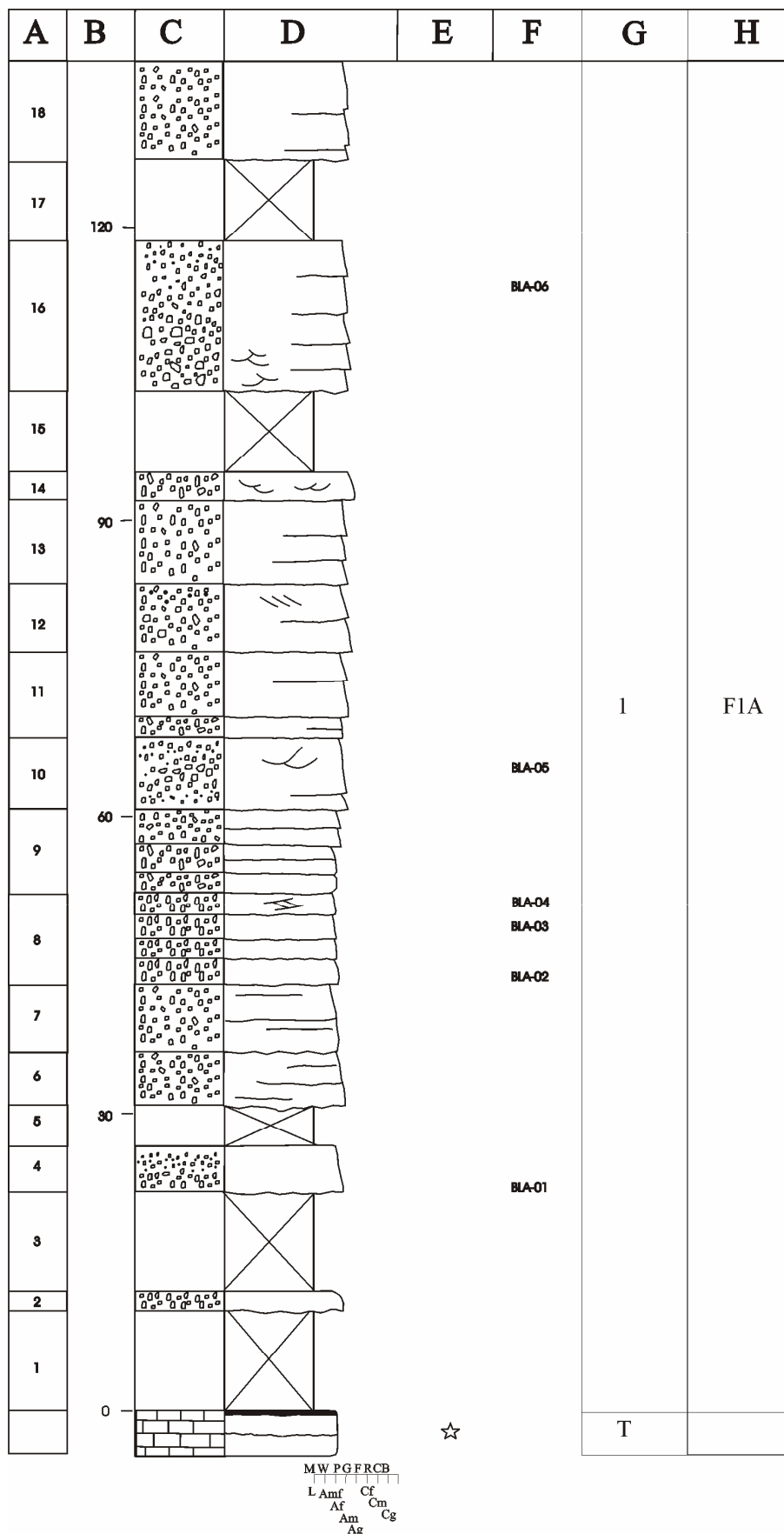


Fig. 5.15. Columna estratigráfica de San Blas, hoja 1. Leyenda: fig. 4.2.

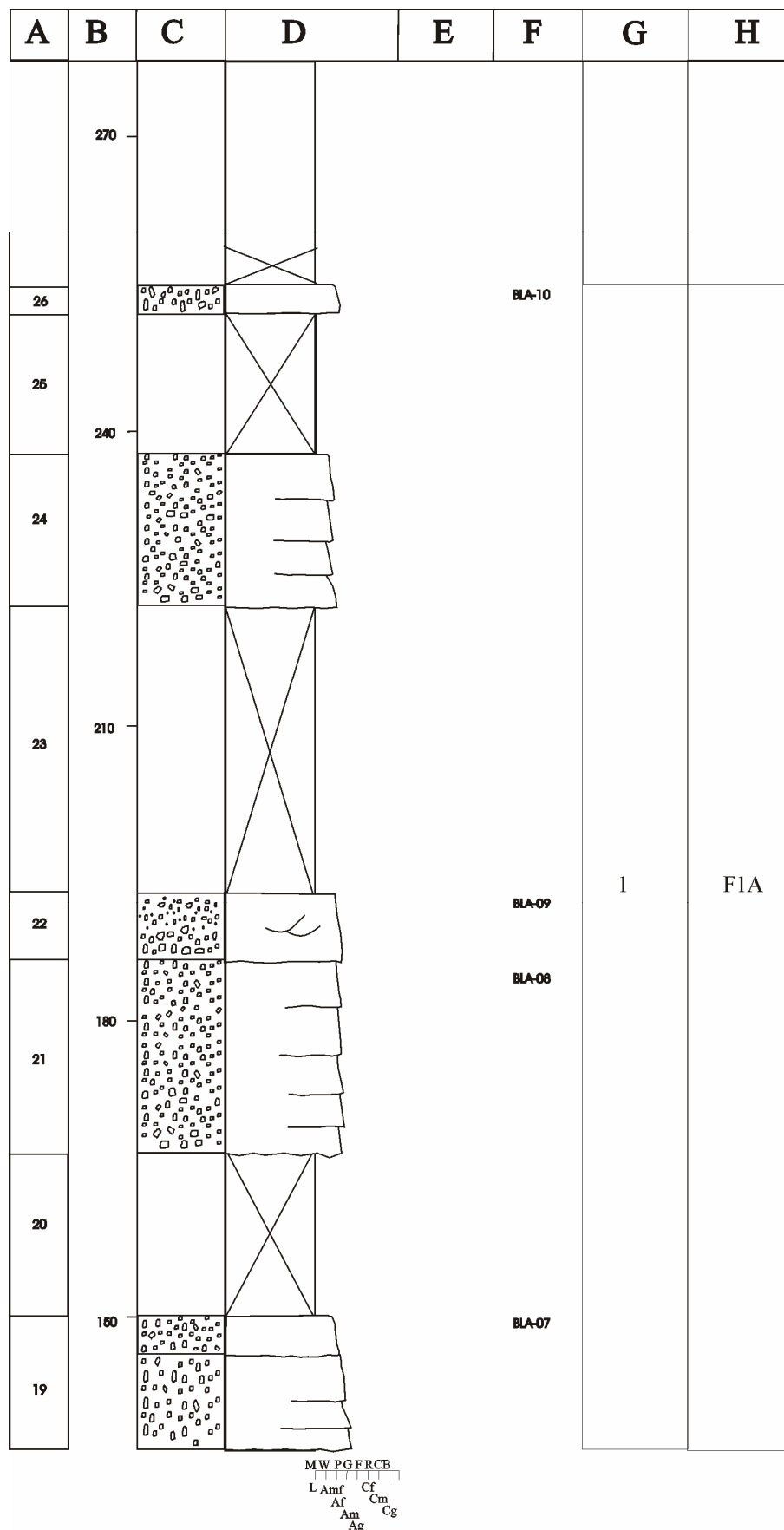


Fig. 5.15. Columna estratigráfica de San Blas, hoja 2. Leyenda: fig. 4.2.

5.1.3.9. Columna estratigráfica de San Felices (SAN)

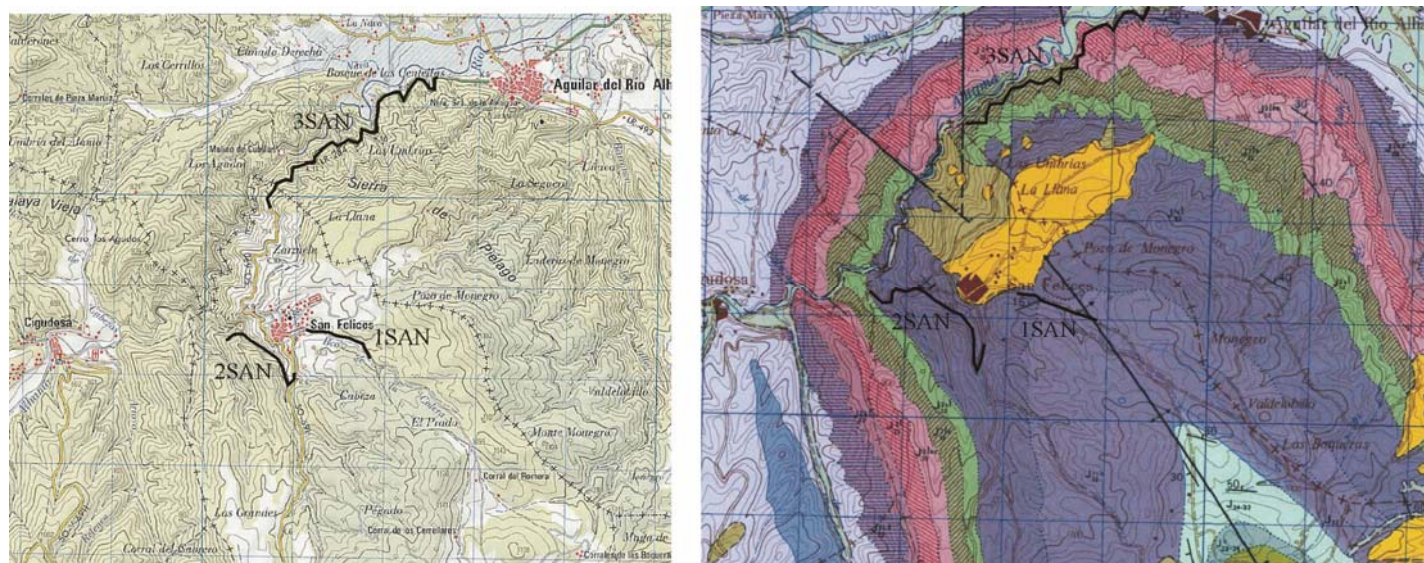


Fig. 5.16: Mapas topográfico y geológico (MAGNA, 319) de la zona de San Felices, en los que se han situado las tres secciones parciales de San Felices. Como escala se puede utilizar la cuadrícula UTM del mapa topográfico (1 Km de lado).

SECCIÓN PARCIAL 1:

- Hoja escala 1:50.000: N° 319, Ágreda.
- Base: x=581.738, y=4.643.324 (UTM,). Long. 2°0'58''W, Lat. 41°56'23''N.
- Techo: x=581.179, y=4.643.533 (UTM). Long. 2°1'11''W, Lat. 41°56'3''N.
- Situación: La columna se localiza siguiendo el camino que une las localidades de San Felices y Ágreda (ambas provincia de Soria). Dicho camino sale desde la antigua escuela de San Felices hacia el Este, siguiendo el denominado “Barranco de la Calera”. La base de la columna se sitúa en unas dolomías grises que se encuentran a la altura de la primera bifurcación del camino y el techo se localiza antes de llegar a la escuela de San Felices (fig. 5.16).
- Espesor total: 80 m.
- Descripción: Figura 5.17.

La base de la serie se encuentra cubierta. Estratigráficamente por debajo aparecen conglomerados de cantos de cuarcita y cuarzo matriz soportados, que pasan lateralmente a calizas con crinoides y corales, en las que se observan cantos de cuarzo y cuarcita centimétricos.

Consideramos que tanto las calizas como los conglomerados constituyen la Fm. calizas

con corales de Torrecilla en Cameros, que en esta zona presenta una sedimentación predominantemente siliciclástica.

Los tramos 1-9 están constituidos por unos 29,5 m de areniscas de grano fino a medio intercaladas con dolomías. Las areniscas presentan estratificación cruzada de surco y se encuentran organizadas en secuencias granodecrecientes con bases erosivas y techos planos. El tramo 2 está constituido por un conglomerado de cantos redondeados de cuarzo y cuarcita. Las dolomías son negras y ocasionalmente arenosas (tramos 1, 6 y 9).

Por encima aparecen 11,5 m (tramos 10-14) de conglomerados ocre con matriz arenosa y cantos de cuarzo y cuarcita, heterométricos y organizados en secuencias granodecrecientes. Presentan estratificación cruzada de surco. Los centiles varían entre 6-8 cm en la base de los tramos a centiles de 3-5 cm a techo de los mismos.

A continuación aflora un conjunto predominantemente arenoso de 16,4 m de potencia (tramos 15-29). Las areniscas son ocre, presentan en general grano fino a medio. La cantidad de moscovita de las areniscas es superior a la de los tramos anteriores al tramo 15. Ocasionalmente se observa estratificación cruzada de surco y huellas de raíces (tramo 29). Asimismo, aparecen intercalados tramos cubiertos, un nivel conglomerático con cantos de pequeño tamaño (tramo 16) y un nivel limolítico con cristales de pirita (tramo 28).

Hacia techo, y después de un tramo cubierto de 8,2 m (tramo 32), aflora un conjunto de 14,4 m constituido por areniscas de grano muy fino a medio y conglomerados. Las areniscas se encuentran organizadas en secuencias granodecrecientes, son de color ocre y presentan *ripples* de corriente (tramos 41 y 42) y ocasionalmente estratificación cruzada planar (tramo 40). Los conglomerados también presentan un color ocre, cantos de cuarzo y cuarcita, son heterométricos, con centiles de hasta 4 cm, siendo el grano mayor en el primer tramo (tramo 36), observándose claramente secuencias granodecrecientes.

Esta sección parcial se termina al llegar al pueblo de San Felices, y tiene su continuación en la sección parcial 2, localizada en el barranco que separa las localidades de San Felices y Cigudosa.

SECCIÓN PARCIAL 2:

- Hoja escala 1:50.000: N° 319, Ágreda.
- Base: x=580.950, y=4.643.200 (UTM); Long.: 2°1'31''W, Lat.: 41°56'03''N.
- Techo: x=579.675, y=4.643.625 (UTM); Long.: 2°2'26''W, Lat.: 41°56'18''N.
- Situación: La base de la columna se localiza en la carretera que va desde Castilruiz a San Felices, muy cerca ya de San Felices (Soria) (fig. 5.16). Los tramos 1-27 de la columna se levantan siguiendo la carretera, hasta llegar a la bajada al camino que une San Felices con Cigudosa. A partir del tramo 28 se

continúa por dicho camino, que baja por el curso del valle del “Arroyo Calderón”, levantándose la columna en su parte inicial por la orilla Norte de dicho río y en su parte final por la orilla Sur del mismo, saliéndose del camino en los momentos que se estimó oportuno en función de las condiciones de afloramiento. Se utilizó este camino en lugar de continuar por la carretera puesto que la columna por la carretera se encuentra afectada por dos fallas importantes. El techo de la columna se localiza en el punto en el que las condiciones de afloramiento empeoran mucho por la orilla Sur del arroyo, terminándose la columna en un tramo cubierto.

- Espesor total: 418,6 m.
- Descripción: Figura 5.18.

La base de esta columna se corresponde de forma aproximada con el último tramo de la serie parcial 1. La columna comienza con un conjunto de 18,5 m de areniscas de grano fino de color ocre (tramos 1-7). En términos generales se puede decir que se encuentran organizadas en secuencias granodecrecientes con base erosiva y techo plano. Ocasionalmente las areniscas presentan bioturbación (*burrows*) (tramos 5 a 7).

El siguiente conjunto está compuesto por 19,6 m de areniscas de grano fino color verdoso (tramos 8-13). Las areniscas presentan características similares a las del tramo anterior, salvo por la coloración. En el tramo 8 presentan además nódulos de clorita. Hacia el final del conjunto aparece un nivel de areniscas de grano fino tableado (tramo 12), seguido de una capa fina de limonitas con *burrows* y otro nivel de areniscas de grano medio (tramo 13), que presenta base erosiva y acumulaciones de cantos blandos en la base del mismo y en algunas cicatrices erosivas, estratificaciones cruzadas de surco y un nivel lutítico a techo.

A continuación aparecen 21 m constituidos por un tramo cubierto importante (tramo 14) y un conjunto de areniscas de grano fino color verdoso (tramos 15-17). Las areniscas presentan características similares a las del tramo anterior, presentando nódulos de clorita y cristales cúbicos de pirita (tramos 15 y 16).

El siguiente conjunto de 8,4 m (tramos 18-21) está compuesto por areniscas, conglomerados y un tramo cubierto. Las areniscas son de grano fino y color ocre. El tramo 18 presenta estratificaciones cruzadas de surco y venas de cuarzo. El tramo 19 es un conglomerado con base erosiva y tendencia granodecreciente.

Entre el tramo cubierto 21 y el tramo cubierto 28 aparece un conjunto de 18,7 m de areniscas de grano fino y ocasionalmente medio, de colores verdosos, ocre y oscuras (tramos 22-27). Presentan laminación cruzada (*ripples* de corriente).

A continuación aflora un conjunto de 36 m compuesto por tramos cubiertos y areniscas de grano fino a medio y colores ocre y verdosos (tramos 28-37). Dichas areniscas presentan nódulos de clorita (tramos 29-30), cristales cúbicos de pirita (tramo 36) y *burrows* (tramo 36).

El siguiente conjunto presenta una potencia de 27,7 m y está constituido por areniscas ocre de grano fino a grueso y dos tramos cubiertos (tramos 38-46). Las areniscas presentan abundantes estratificaciones cruzadas de surco y laminación cruzada (*ripples* de corriente).

A continuación aparece un conjunto potente de 76,8 m (tramos 47-65) constituido por areniscas de grano fino a medio y color verdoso, que aparecen intercaladas con tramos cubiertos y ocasionalmente pequeños tramos de lutitas verdes. Las areniscas aparecen organizadas en secuencias granodecrecientes, con base erosiva y techo plano, presentando con frecuencia estratificaciones cruzadas de surco y *ripples* de corriente. En el tramo 65 aparecen nódulos de clorita, tanto en las areniscas como en las lutitas.

El siguiente conjunto son 37,5 m de lutitas ocre y areniscas de grano fino a medio y color ocre (tramos 66-77). Presentan base erosiva y *ripples* de corriente hacia techo, presentando secuencias granodecrecientes. Aparece también un importante tramo cubierto (tramo 69). Presentan nódulos de clorita y cristales cúbicos de pirita (ambas en tramos 66 y 71). También aparecen bioturbaciones (*burrows*) (tramo 71).

A continuación aparecen 60 m de areniscas de grano fino a grueso de color ocre, intercaladas con tramos cubiertos (tramos 78-93). Las areniscas presentan bases erosivas, techos planos y están organizadas en secuencias granodecrecientes. El tramo 86 presenta cristales cúbicos de pirita.

El siguiente conjunto está constituido por 43,4 m de areniscas de grano fino intercaladas con tramos cubiertos y lutitas ocasionales (tramos 94-101). Presentan un aspecto tableado y *ripples* de corriente. El último tramo del conjunto es una capa de areniscas con una superficie ferruginizada a techo (tramo 101).

El techo de la columna lo constituyen 56,9 m de una alternancia de areniscas de grano fino a medio y tramos cubiertos (tramos 102-114). Aparecen ocasionalmente *ripples* de corriente y estratificaciones cruzadas de surco.

SECCIÓN PARCIAL 3:

- Hoja: N° 319, Ágreda.
- Base: $x=580.750$, $y=4.644.825$ (UTM, escala 1:50.000). Long. $2^{\circ}1'31''W$, Lat. $41^{\circ}56'3''N$.
- Techo: $x=582.487$, $y=4.646.327$ (UTM, escala 1:50.000). Long. $2^{\circ}0'15''W$, Lat. $41^{\circ}57'44''N$.
- Situación: La columna se localiza sobre la carretera que une las localidades de San Felices (Soria) y Aguilar de Río Alhama (La Rioja) (fig. 5.16). La base de la sección está casi llegando al Km. 11 (carretera de Soria, SO-690) y el techo justo antes del Km. 9 (carretera de La Rioja, LR-284).
- Espesor total: 944,5 m.
- Descripción: Figura 5.19.

Esta sección parcial es continuación de la sección parcial 2 (localizada en el barranco de San Felices a Cigudosa). La base de la sección parcial 3 se ha situado utilizando un criterio cartográfico: la sección parcial 2 llega hasta el techo de la unidad J_{32}^{1sl} del mapa geológico 1:50.000 MAGNA. Por lo tanto, la base de la sección parcial 3 se ha situado en el contacto entre dicha unidad y la suprayacente J_{32}^{2sl} por la carretera, una vez superada la traza de unas fallas que afectan a la sección. Es posible que falten algunos metros de esta unidad.

Por lo tanto, a partir de la base de la unidad J_{32}^{2sl} y hacia techo, la columna se levanta por la carretera (sección parcial 3).

Los tramos 1-7 están constituidos por 29,3 m de areniscas de grano medio a grueso. Las areniscas presentan estratificación cruzada de surco y *ripples* de corriente a techo. Se encuentran organizadas en secuencias granodecrecientes con bases erosivas y techos planos. Presentan en muchos tramos nódulos de clorita y pirita. El tramo 7 presenta superficies de acreción lateral (estratificación cruzada de tipo *epsilon* de Allen, 1963) y una pequeña ferruginización a techo.

Por encima aparecen 53,2 m de areniscas de grano fino a medio (tramos 8-23), intercaladas con algún tramo cubierto ocasional. Las areniscas se encuentran organizadas en secuencias granodecrecientes y estratificación cruzada de surco. Son ricas en moscovita y presentan nódulos de clorita. En el nivel 14 se observa secuencia granocreciente. Hacia la parte superior del conjunto aparecen bancos de areniscas ricos en cantos blandos (tramos 21 y 23).

El siguiente conjunto lo forman 55,3 m de areniscas ocreas de grano fino (tramos 24-37). Hacia la base del tramo aflora de nuevo un nivel conglomerático fino constituido fundamentalmente por cantos blandos (tramo 26), seguido de 3 m de areniscas de grano medio. El resto del tramo las areniscas presentan siempre grano fino. Son abundantes los nódulos de

clorita y las piritas, así como zonas oquerosas relacionadas con cavidades asociadas a moldes de antiguas piritas que se han oxidado o disuelto.

Por encima aparecen 22,7 m de areniscas ocre de grano fino intercaladas con tramos cubiertos (tramos 37-44). El tramo 38 presenta un *lag* de cantos blandos en la base. Se encuentran organizadas en secuencias granodecrecientes y ocasionalmente se observan bases erosivas y *ripples* de corriente a techo.

A continuación aparecen 130 m constituidos fundamentalmente por areniscas ocre, blancas y verdes de grano muy fino y fino (tramos 45-86). Generalmente aparecen organizadas en secuencias granodecrecientes y con *ripples* de corriente a techo. Ocasionalmente se observan bases erosivas, estratificación cruzada planar y aspecto nodulizado asociado posiblemente con un paleosuelo. Presentan nódulos de clorita y piritas. Las areniscas aparecen intercaladas por capas poco potentes de areniscas de grano muy fino y lutitas.

El siguiente conjunto (tramos 87-92) está constituido por 23,5 m de una alternancia de calizas arenosas, areniscas y calizas *mudstone*. Los tramos 87-89 están formados por calizas micríticas arenosas en bancos, de color gris verdoso. Las areniscas presentan grano muy fino a fino, son ricas en moscovita y presentan nódulos anaranjados (tramos 90 y 91). El tramo 92 está formado por calizas gris verdosas con pirita, arenosas hacia la base.

Por encima afloran 20,8 m (tramos 93-97) de calizas *mudstone*, de color gris verdoso hacia la parte inferior (tramos 93-94), y ocre anaranjado en la parte superior (tramos 95-97). Éstas últimas presentan anillos de *Liesegang*. El tramo 93 presenta un aspecto oqueroso y las cavidades se encuentran recubiertas de clorita.

A continuación aparecen 25,4 m de una alternancia de areniscas de grano fino a medio y calizas arenosas (tramos 98-107). Las calizas presentan de nuevo aspecto oqueroso, estando las cavidades también recubiertas por clorita.

Por encima (tramos 108-166) aparecen 100 m de una alternancia de areniscas de grano muy fino y fino verdosas y ocre, calizas arenosas y calizas *mudstone* gris verdosas, con una capa conglomerática en la base del conjunto (tramo 108). Se trata de un conglomerado de cantos carbonáticos. En las areniscas ocasionalmente se pueden observar secuencias granocrecientes. También aparecen nódulos de clorita y cristales de pirita. Presentan en ocasiones estratificaciones cruzadas de surco y *ripples* de corriente hacia techo. Las calizas presentan clorita en algunos tramos (109, 123, 134, 138, 145, 150, 152), observándose en ocasiones cavidades paralelas a la estratificación con cementos de clorita y calcita postdatando a dicha clorita (tramos 138 y 145).

El conjunto superior (tramos 167-245) está constituido por 167 m de calizas *mudstone*, calizas arenosas y areniscas de grano muy fino. En la base del conjunto aparece también un nivel muy poco potente (0,2 m) formado por conglomerados de intraclastos calcáreos. Las calizas aparecen en bancos y presentan colores verdes o color ocre anaranjado. Siempre se trata

de calizas *mudstone*, organizadas en secuencias en general estratodecrecientes, sobre las que aparecen intercaladas las areniscas de grano muy fino verdosas con *ripples* de corriente. Aparecen cavidades paralelas a la estratificación rellenas de cementos de calcita (tramo 184).

El siguiente conjunto tiene 23 m (tramos 246-258) de una alternancia de calizas *mudstone* verdes grisáceas y calizas *mudstone* ocre anaranjadas organizadas en secuencias estratodecrecientes y con estromatolitos planares hacia techo de algunas secuencias, intercalados con escasos niveles lutíticos.

A continuación aparecen 30,1 m (tramos 259-283) de calizas *mudstone* con ostrácodos en las que predominan los niveles con pseudomorfos de yeso que pasan hacia techo a niveles calcáreos brechificados. El tramo 259 presenta estromatolitos planares. Los tramos 263 y 265 presentan intraclastos.

Por encima aparecen 41,2 m (tramos 284-307) de calizas *mudstone* ocre hacia la base del conjunto y grises hacia techo. Hacia la parte superior del conjunto se encuentran intercaladas con niveles de margas y aparecen algunas capas de calizas arenosas.

El conjunto suprayacente está constituido por 14,4 m (tramos 308-321) de calizas *mudstone* grises, ocre y blancas en las que predominan las capas calcáreas brechificadas y ocasionalmente aparecen pseudomorfos de yeso.

A continuación aparecen 37,8 m (tramos 322-341) de calizas verdes o blancas *mudstone* con ostrácodos, intercaladas con calizas ocre, una capa de margas y algún tramo cubierto. Aparecen capas con pseudomorfos de yeso y tramos calcáreos brechificados. Ocasionalmente las calizas presentan cristales de pirita y se pueden observar asimismo cavidades rellenas de cementos de calcita (tramos 323 y 329).

Por encima aflora un conjunto de 7,3 m (tramos 342-344) de calizas grises oscuras tableadas con estromatolitos planares hacia techo del conjunto.

El conjunto superior presenta 5,5 m de potencia (tramos 345-360) y en su base presenta calizas grises oscuras masivas con un nivel de pseudomorfos de yeso con morfología en cola de golondrina (tramo 345). Hacia techo se observan estromatolitos planares y ocasionalmente dómicos (tramo 348), así como niveles de brechas de cantos planos (tramo 347). En el tramo 360 aparece una grieta paralela a la estratificación de las capas rellena de un cemento de yeso con cristales aciculares, entre los que aparecen restos de materia orgánica.

A continuación aparece un conjunto de 31,3 m (tramos 361-375) constituido por un tramo cubierto, calizas arenosas con estromatolitos y calizas *mudstone* negras con estromatolitos y ocasionalmente brechas de cantos planos.

Hacia techo aparecen 15,7 m (tramos 376- 379) de calizas *mudstone* negras o anaranjadas con brechas de cantos planos y estromatolitos en las que aparece intercalado un nivel dolomítico gris que da un color blanco desde lejos constituido fundamentalmente por

brechas de cantos planos y ocasionalmente estromatolitos (tramo 364). Las secuencias carbonáticas en general son estratodecrecientes. El tramo 385 presenta *tepees*.

Por encima aparecen 29,5 m (tramos 380-404) constituidos por una alternancia de tramos cubiertos intercalados con calizas negras o anaranjadas *mudstone* estromatolíticas, dolomicritas anaranjadas y margas. Una de las capas de caliza presenta una gran acumulación de ostrácodos (tramo 386).

Hacia techo aparecen 81,6 m (tramos 405-434) de calizas *mudstone* negras, ocreas o anaranjadas que presentan estromatolitos y ocasionalmente algún nivel de brecha de cantos planos, intercalados con dolomicritas estromatolíticas y margas. El nivel 430 presenta estromatolitos dómicos de gran tamaño.

A lo largo de toda la columna aparecen grietas tensionales rellenas fundamentalmente por cementos de cuarzo que llegan a presentar desarrollos de hasta 20-30 cm. En dichas fracturas ocasionalmente se observa un cemento de calcita que aparece hacia las paredes de las fracturas. Más ocasionalmente se detecta la presencia de clorita o cristales de pirita.

El techo de la columna se localiza en un tramo cubierto antes de llegar a la localidad de Aguilar de Río Alhama, a partir de la cual aflora el Grupo Oncala.

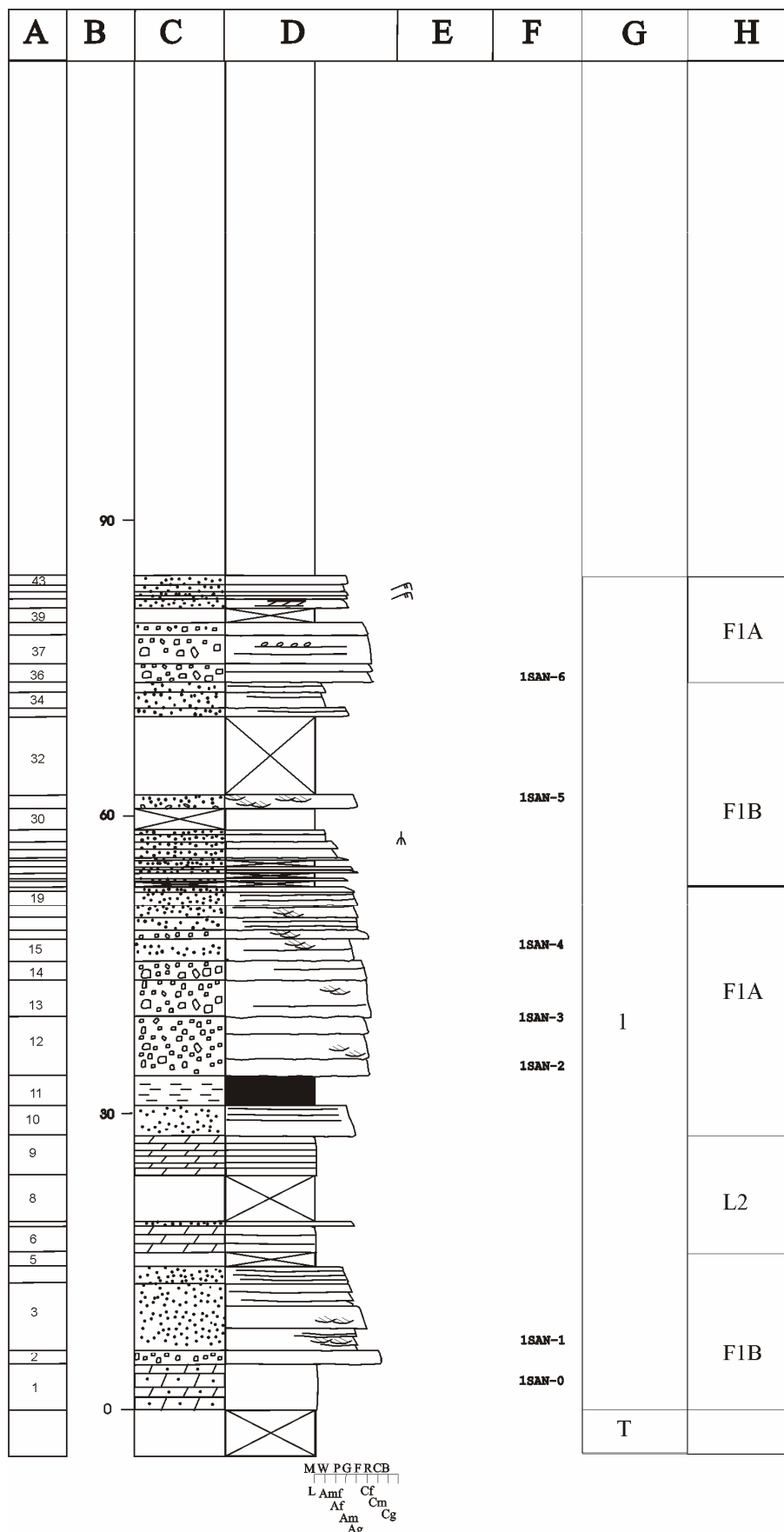
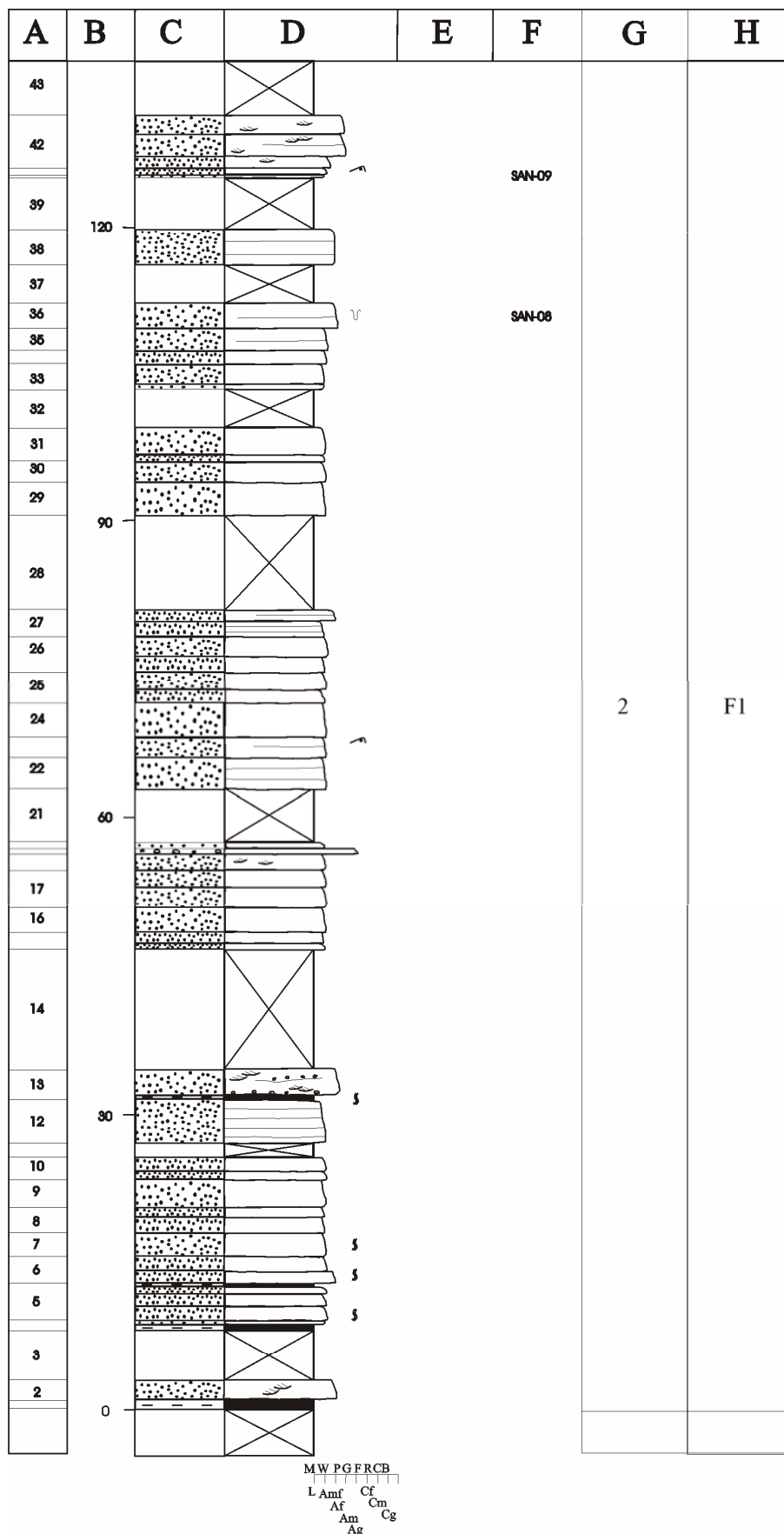
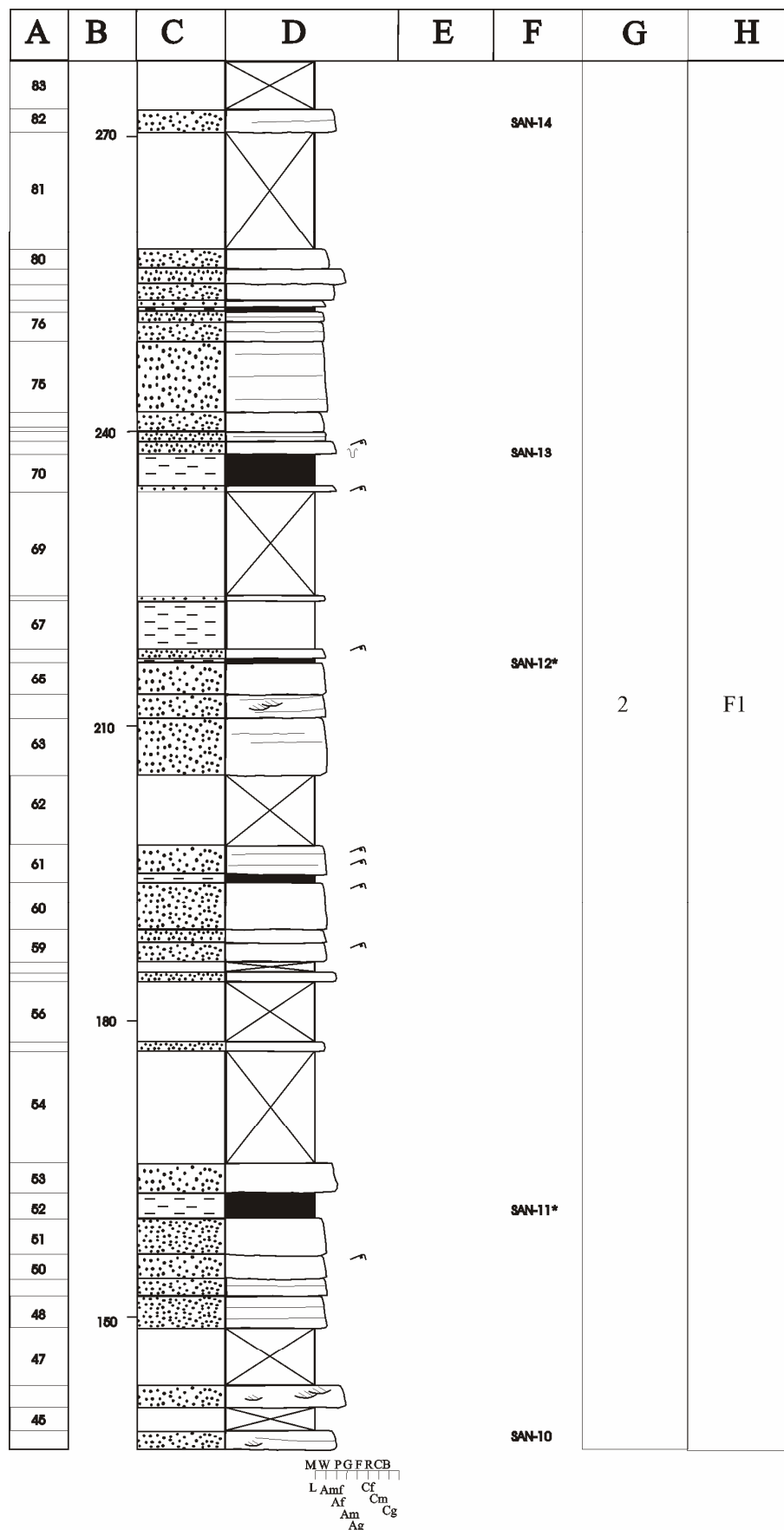


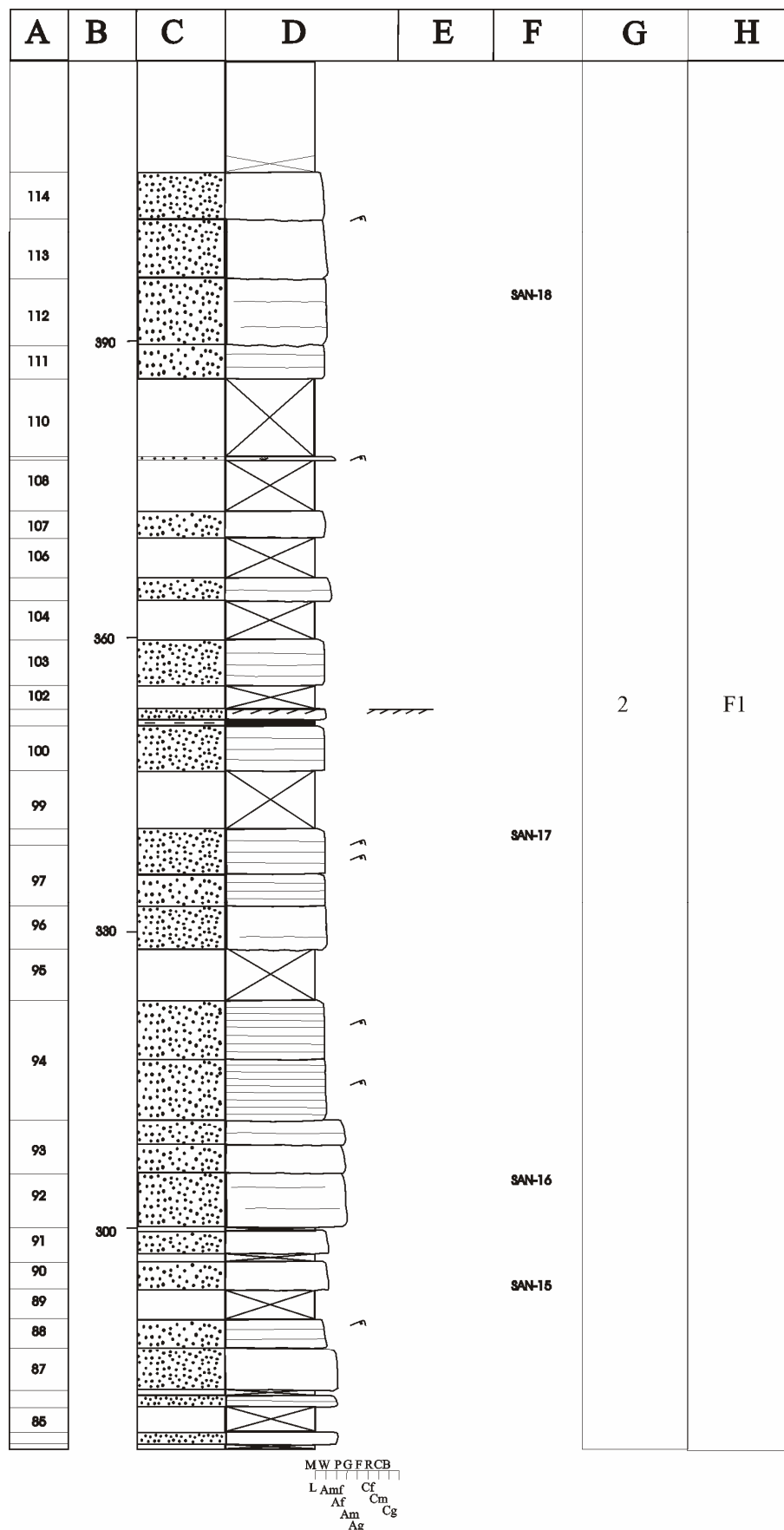
Fig 5.17. Columna estratigráfica de San Felices serie parcial 1, hoja 1. Leyenda: fig. 4.2.



Columna 5.18. Columna estratigráfica parcial de San Felices, serie 2, hoja 1. Leyenda: fig. 4.2.



Columna 5.18. Columna estratigráfica parcial de San Felices, serie 2, hoja 2. Leyenda: fig. 4.2.



Columna 5.18. Columna estratigráfica parcial de San Felices, serie 2, hoja 3. Leyenda: fig. 4.2.

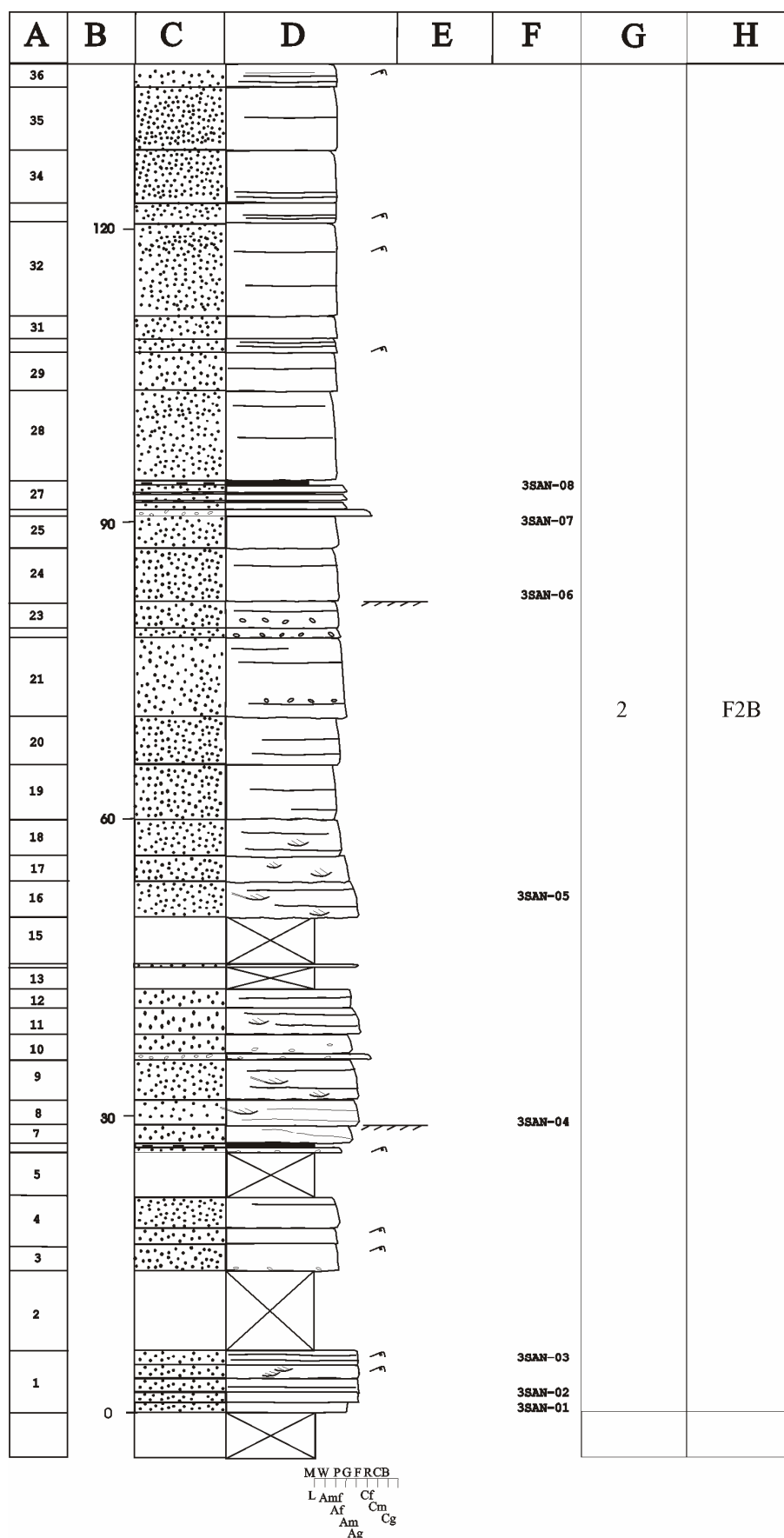


Fig. 5.19. Columna estratigráfica de San Felices serie parcial 3, hoja 1. Leyenda: fig. 4.2.

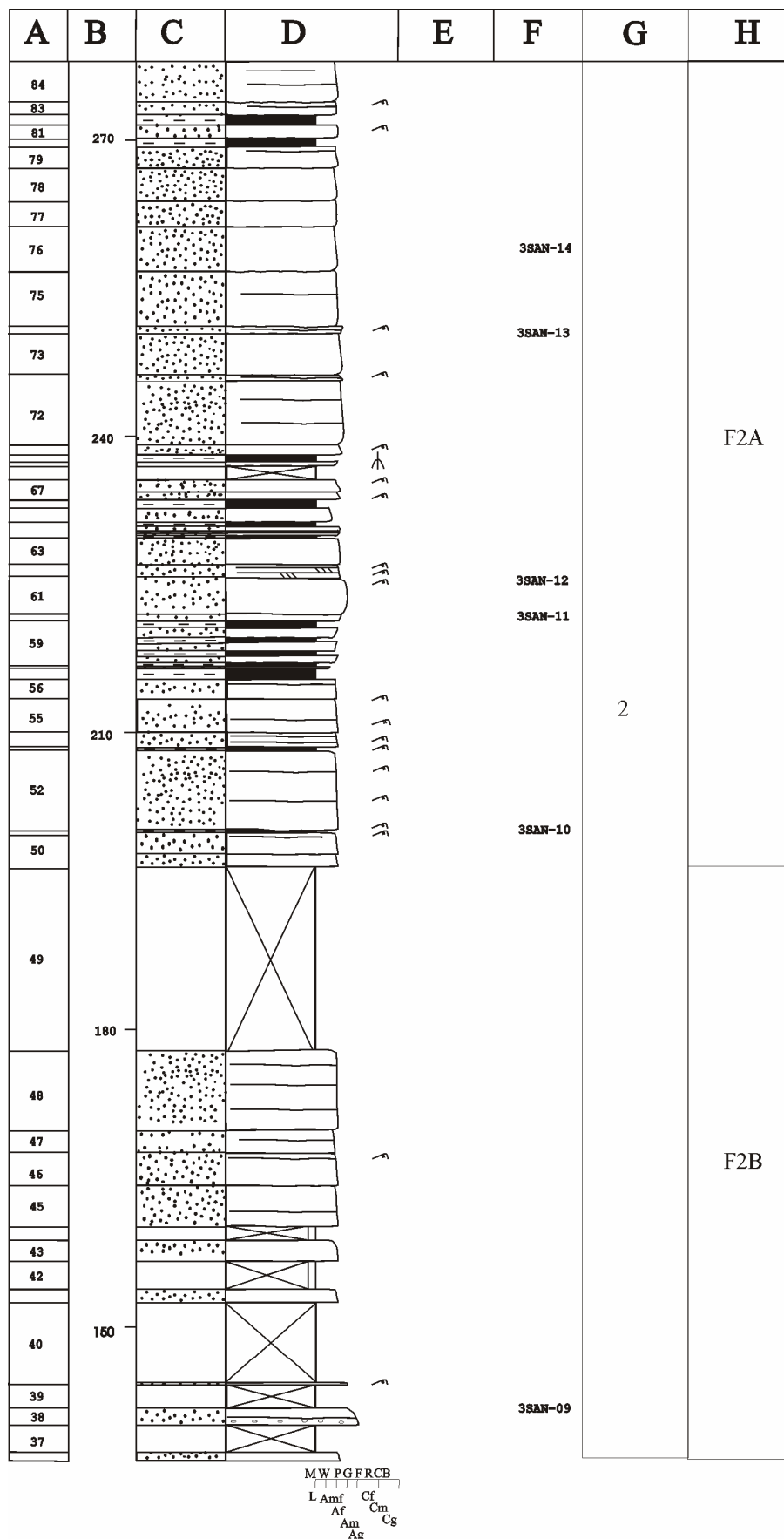


Fig. 5.19. Columna estratigráfica de San Felices serie parcial 3, hoja 2. Leyenda: fig. 4.2.

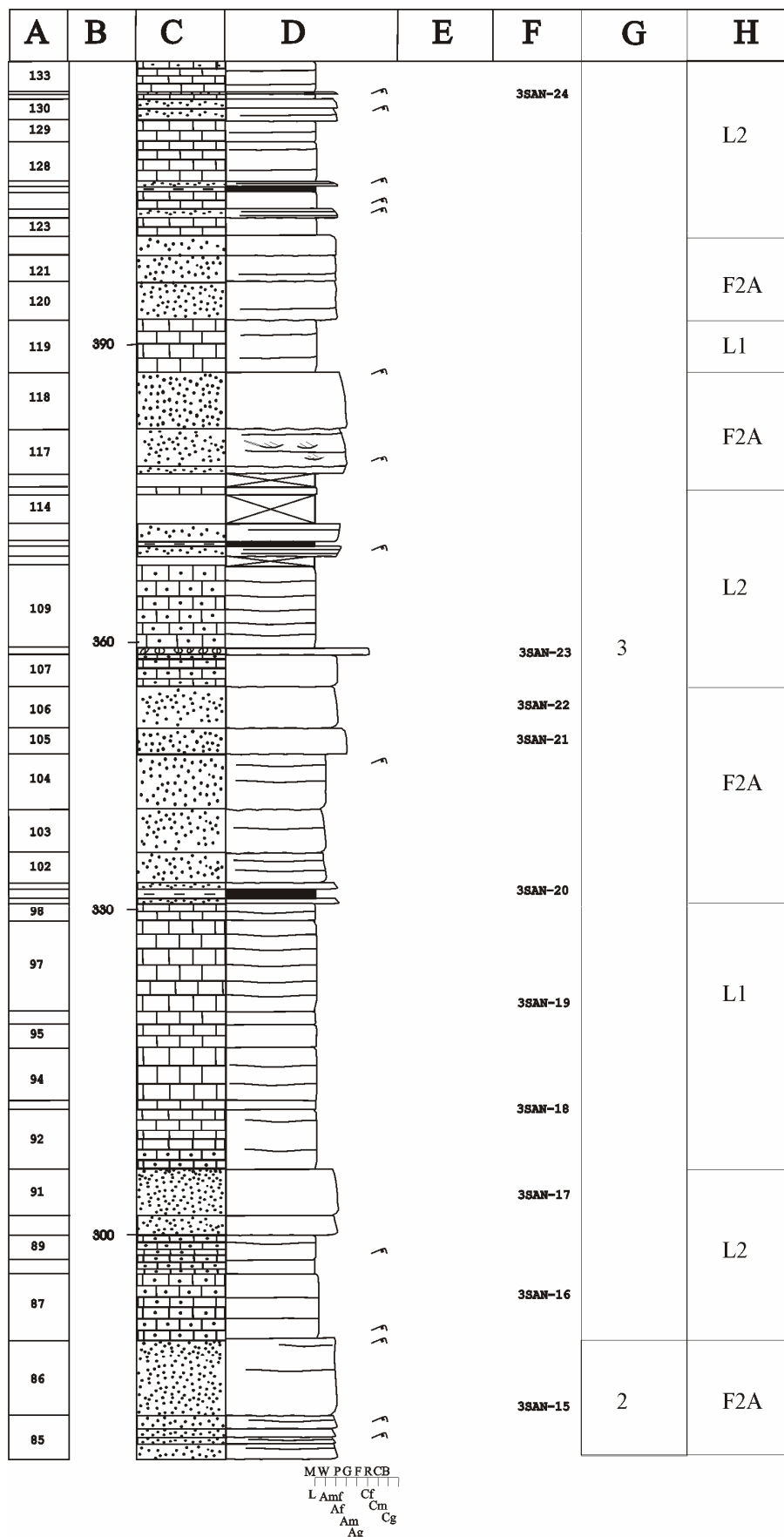


Fig. 5.19. Columna estratigráfica de San Felices serie parcial 3, hoja 3. Leyenda: fig. 4.2.

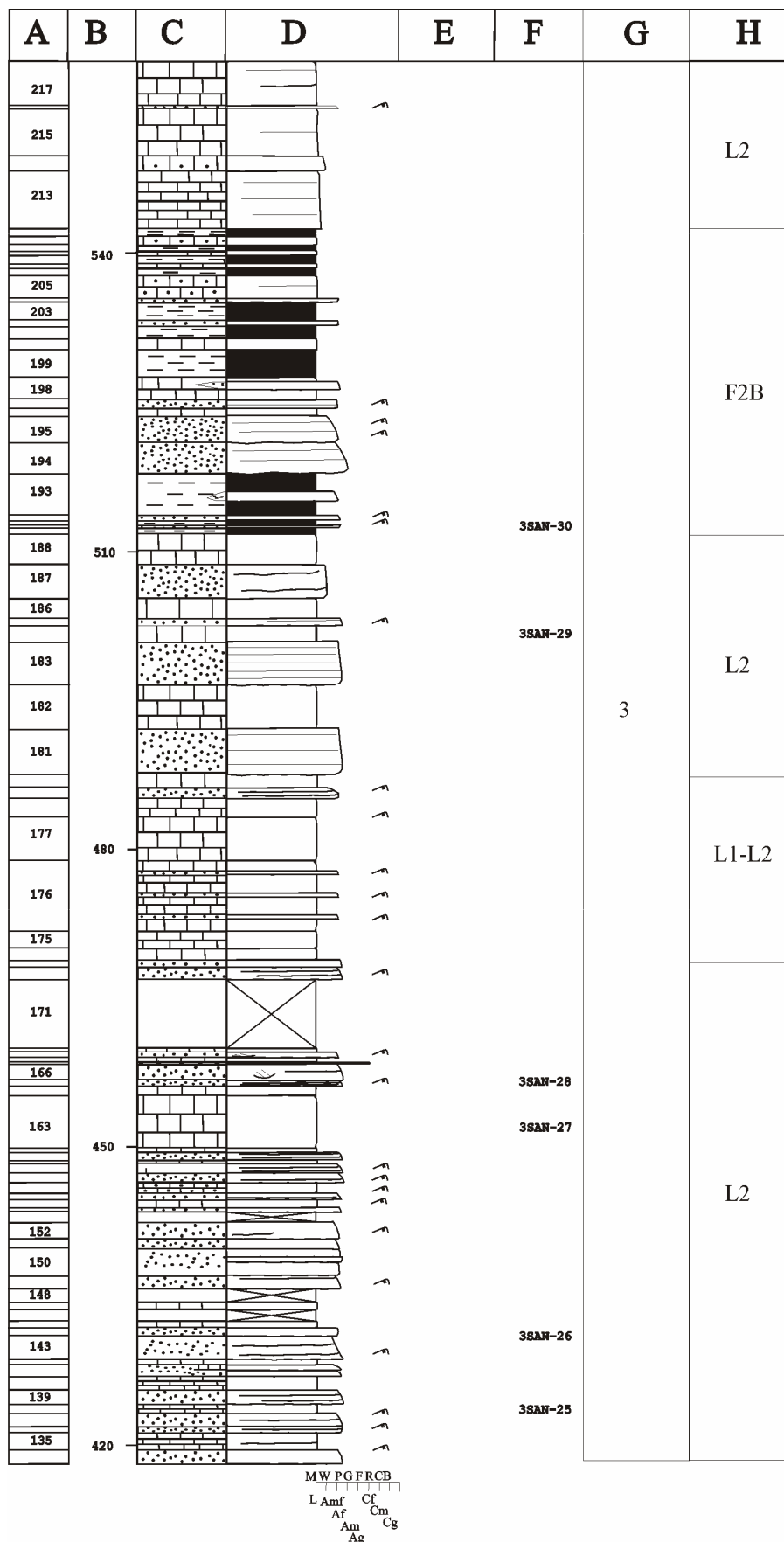


Fig. 5.18. Columna estratigráfica de San Felices serie parcial 3, hoja 4. Leyenda: fig. 4.2.

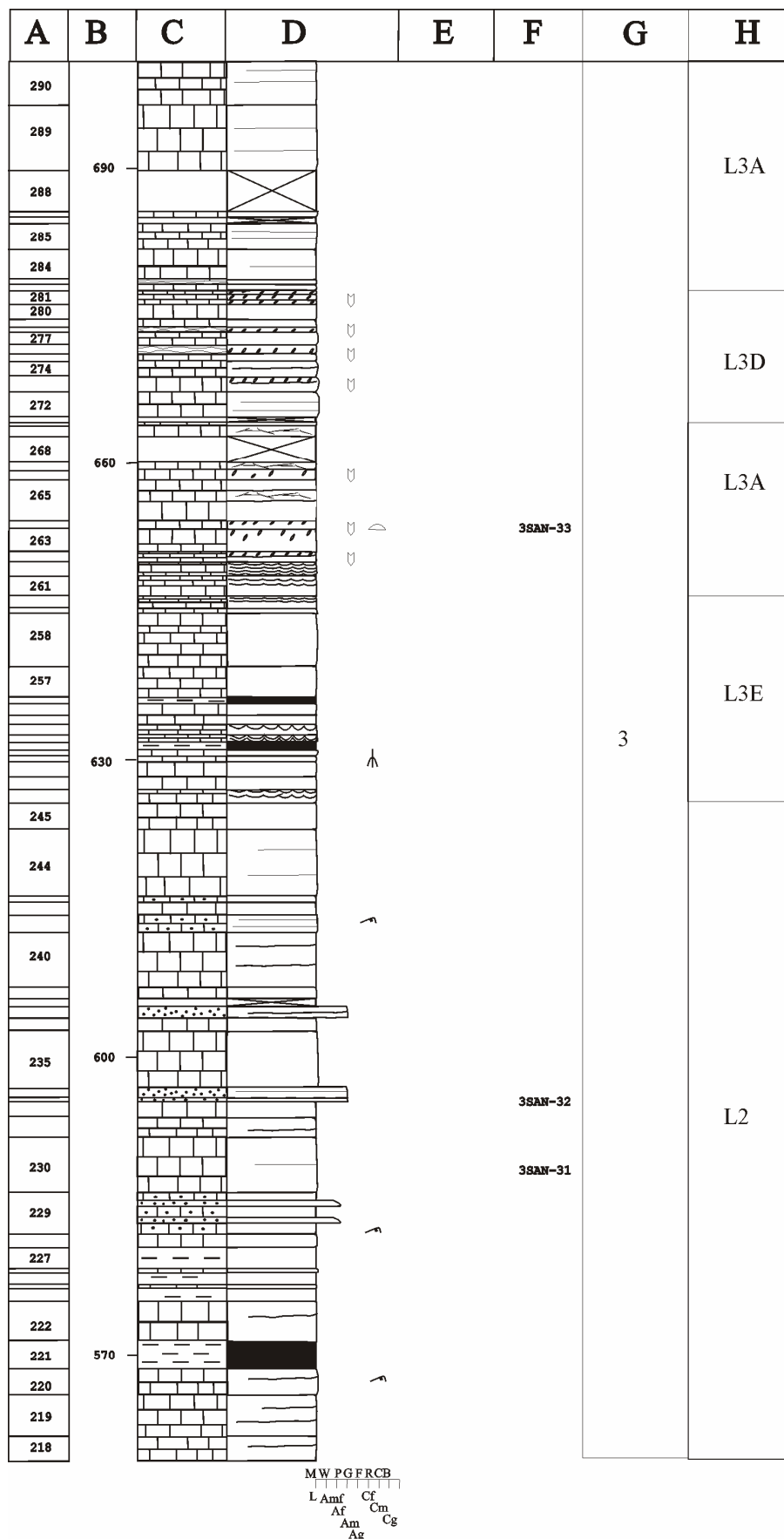


Fig. 5.19. Columna estratigráfica de San Felices serie parcial 3, hoja 5. Leyenda: fig. 4.2.

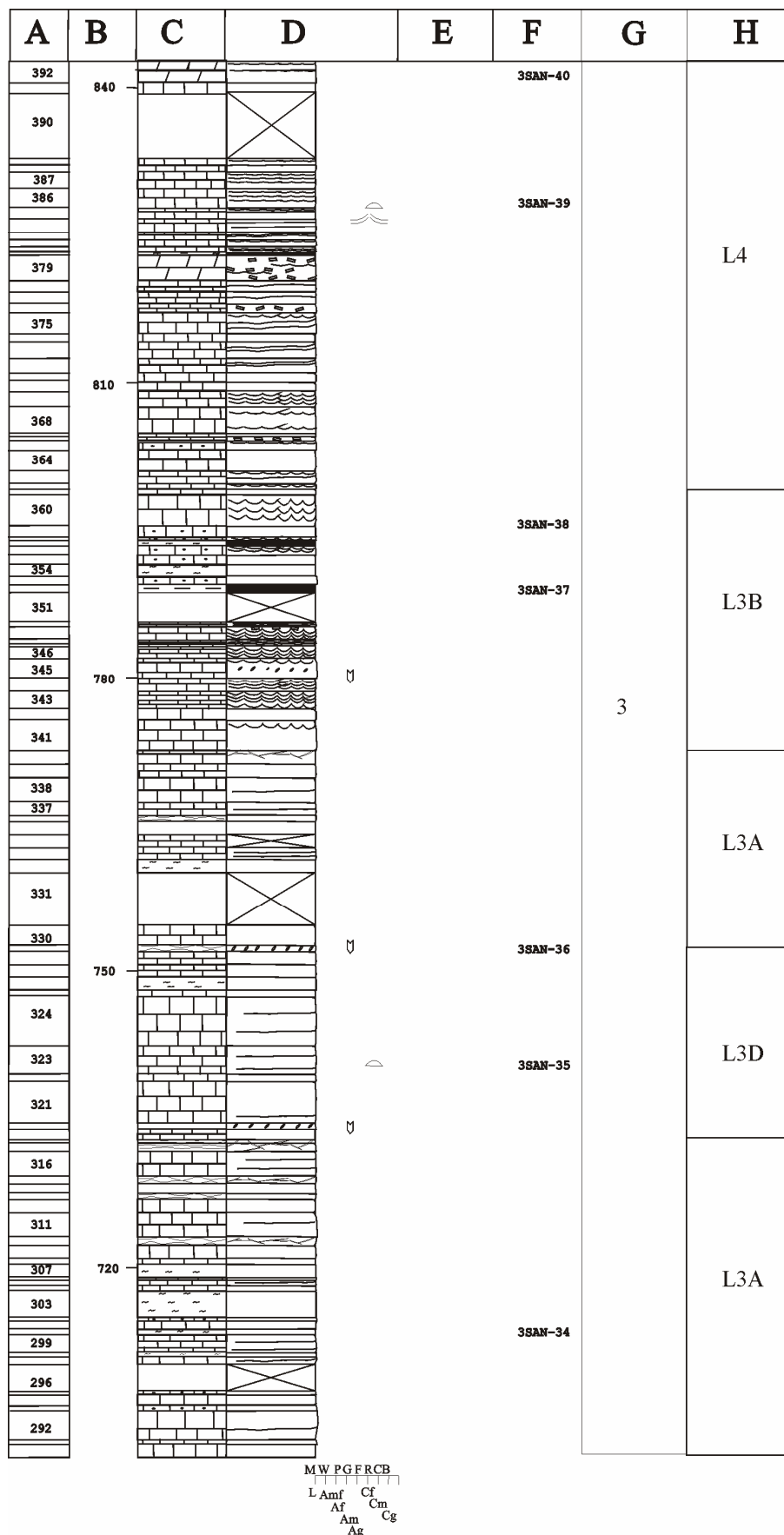


Fig. 5.19. Columna estratigráfica de San Felices serie parcial 3, hoja 6. Leyenda: fig. 4.2.

5.1.3.10. Columna estratigráfica de Valdegutur

- Hoja escala 1:50.000: N° 319, Ágreda.
- Base: x=591.035, y=4.647.502 (UTM); Long.: 1°54'2''W, Lat.: 41°58'22''N.
- Techo: x=591.224, y=4.647.865(UTM); Long.: 1°53'58''W, Lat.: 41°58'34''N.
- Situación: La columna se levanta por la orilla Este del Río Añamaza, comenzando al Sur de la localidad de Valdegutur (La Rioja), antes de llegar a la presa, y terminando al Norte de dicha localidad.
- Espesor total: 156,8 m.
- Descripción: Figura 5.20.

La base de la columna está constituida por la Fm. Torrecilla en Cameros en cuyo techo aparece un nivel de calizas ocre. Dichas calizas son oolíticas en la base, y presentan estromatolitos y *ripples* y ferruginización hacia techo. Por debajo de estas calizas aparecen varios tramos de calizas grises con corales y otros fósiles marinos (Fm. Torrecilla en Cameros). Por debajo de estas calizas grises con corales aparecen conglomerados silíceos ligados a descargas clásticas dentro de la Fm. Torrecilla en Cameros.

Por encima aparecen 42,4 m (tramos 1-17) de conglomerados y areniscas. Los conglomerados son ocre, con matriz arenosa, y presentan cantos de cuarzo y cuarcita y centiles de hasta 4 cm. Están organizados en secuencias granodecrecientes y presentan bases erosivas. Las areniscas son ocre, de grano fino, medio o grueso, suelen observarse bases erosivas, secuencias granodecrecientes y ocasionalmente, estratificación cruzada de surco.

Por encima aparecen 69,4 m (tramos 18-42), constituidos principalmente por areniscas de grano muy fino y fino. Presentan colores grises o violáceos, bases erosivas y secuencias granodecrecientes. Se observa un aumento en la cantidad de moscovita con respecto al conjunto anterior. En las capas de areniscas aparece ocasionalmente estratificación cruzada de surco y estratificación cruzada planar. Intercalados con las areniscas aparecen tramos poco potentes (potencia máxima: 1,4 m) de conglomerados de intraclastos carbonáticos de tamaño milimétrico. En la parte superior del conjunto aparecen nódulos de clorita.

En el techo de la columna aparece un conjunto de 45 m (tramos 43-55) predominantemente carbonático de aspecto pulverulento. Aparecen una serie de tramos de calizas estromatolíticas (51, 53 y 55), así como calizas brechificadas con aspecto oqueroso (tramos 51 y 55), en las que resaltan venas constituidas por yeso (tramo 55). A continuación aflora un importante tramo cubierto, en el que se termina el levantamiento de la columna.

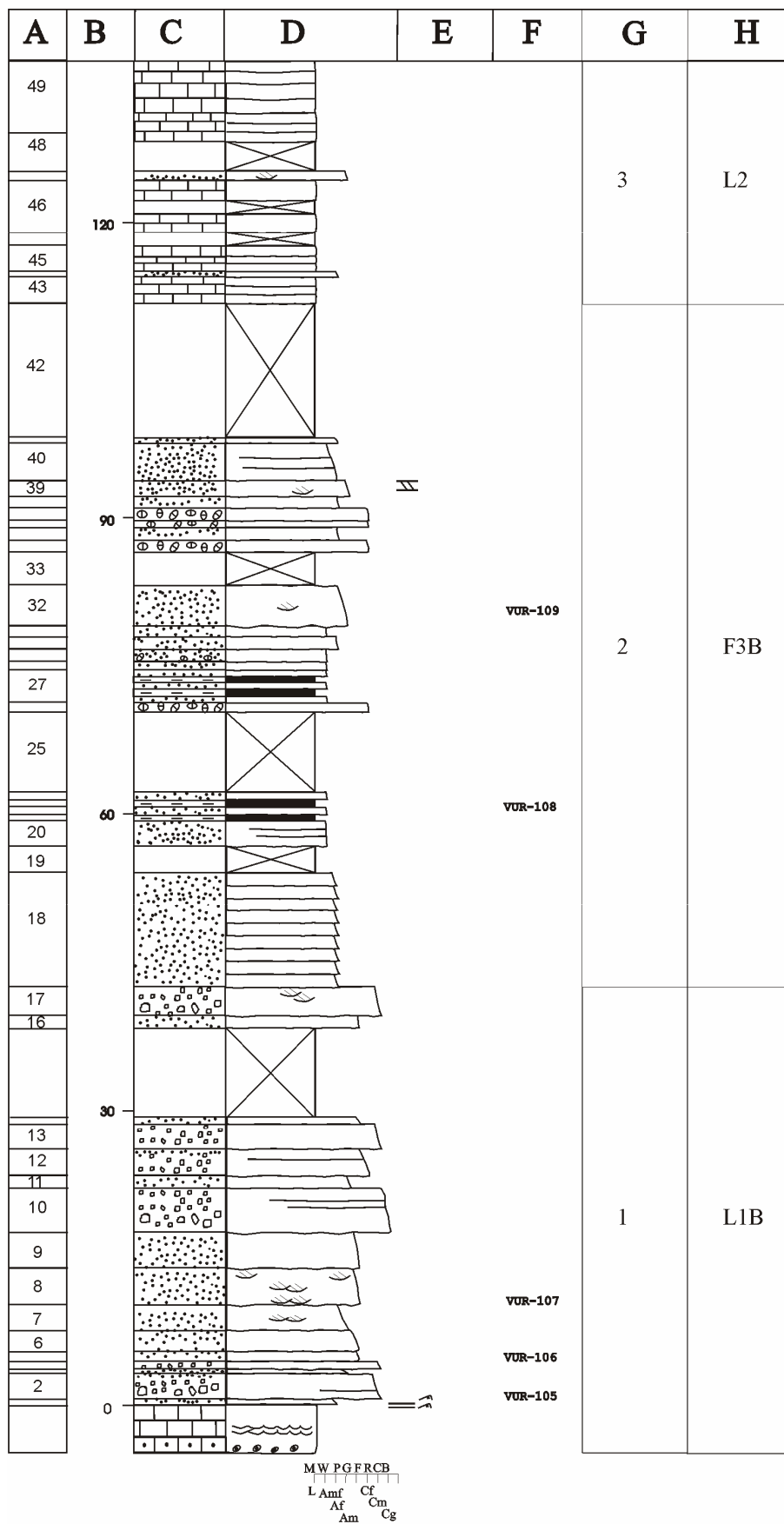


Fig. 5.20: Columna estratigráfica de Valdegutur, hoja 1. Leyenda: fig. 4.2.

[illegible]

5.2. CORRELACIONES ESTRATIGRÁFICAS: FORMACIONES Y SECUENCIAS DE DEPÓSITO

En el área de estudio, dentro del Grupo Tera, se distinguen tres unidades con rango de Formación (Gómez Fernandez, 1992, Mas *et al.*, 1993, Gómez Fernández y Meléndez, 1994), que pertenecen a dos unidades genéticas diferentes del relleno sin-rift de la cuenca (SD 1 y 2; Mas *et al.*, 2002, Mas *et al.*, 2003, Mas *et al.*, 2004). Dichas unidades se denominan Fm. Ágreda, Fm. Magaña y Fm. Sierra de Matute. Se han realizado cuatro paneles de correlación aloestratigráfica y litoestratigráfica (secuencias deposicionales y formaciones) dentro del Sector oriental de la Cuenca de Cameros, que presentan las orientaciones indicadas en la figura 5.21. Dichas correlaciones se han elaborado para las tres zonas en las que se ha dividido este estudio: Zona Norte (fig. 5.22, I-I'), Zona Central (fig. 5.23, II-II') y Zona Sur (fig. 5.24, III-III'). Para comparar con el Sector occidental de la Cuenca de Cameros se han realizado otros tres paneles de correlación: Uno para la parte Norte de la cuenca (fig. 5.25, IV-I), otro para la zona Sur (fig. 5.26, V-V') y un tercer panel para incorporar la columna de Hoyo del Moro (fig. 5.27, misma orientación que el anterior). Éste último pretende ampliar la información de la zona central de la figura 5.26. Sus orientaciones también se encuentran reflejadas en la figura 5.21. Los datos utilizados para el Sector occidental de la Cuenca de Cameros se han obtenido en su mayor parte de los trabajos de Arribas *et al.* (2002 y 2003).

A la vista de los distintos paneles de correlación, se puede concluir de forma general:

- Las potencias de todas las formaciones son inferiores en el sector occidental con respecto al sector oriental.
- La potencia de las formaciones aumenta de Sur a Norte en el sector occidental.

Este apartado pretende englobar la descripción de las unidades litoestratigráficas presentes en el área de estudio: Fm. Ágreda, Fm. Magaña y Fm. Sierra de Matute. Se describirán las características principales de cada una de ellas. Al comienzo de cada unidad se señalan una serie de aspectos formales extraídos del capítulo 5 del libro de Geología de España (CD de información complementaria, Mas *et al.*, 2004).

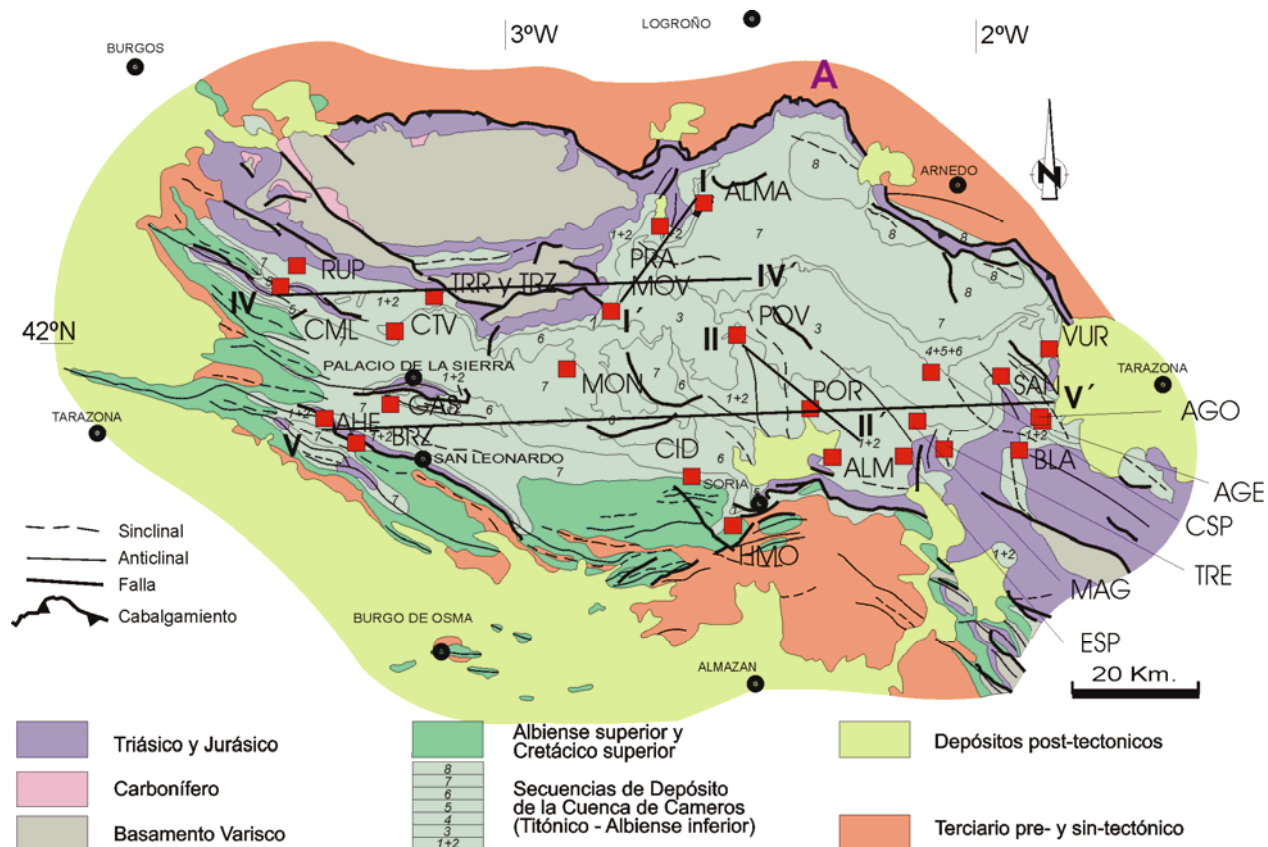


Fig. 5.21. Mapa geológico de la Cuenca de Cameros con la situación de las columnas estratigráficas y de los paneles de correlación. Los nombres de las columnas se encuentran recogidos en la fig. 1.3.

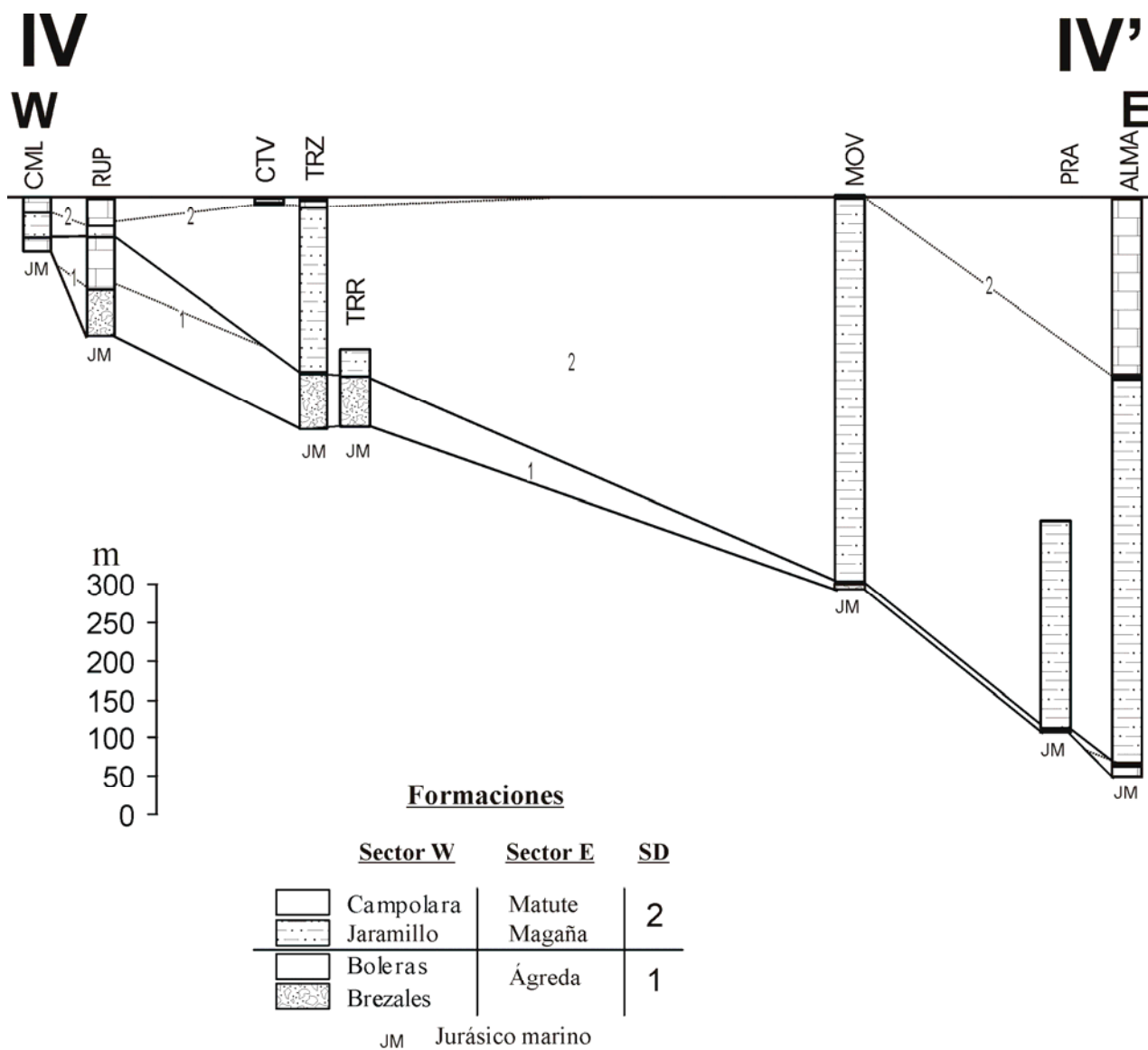


Fig. 5.25. Correlación de columnas estratigráficas del Norte de la Cuenca de Cameros. Se corresponde con el trazado A-A' de la figura 5.21.

V
SSW

V'
NNE

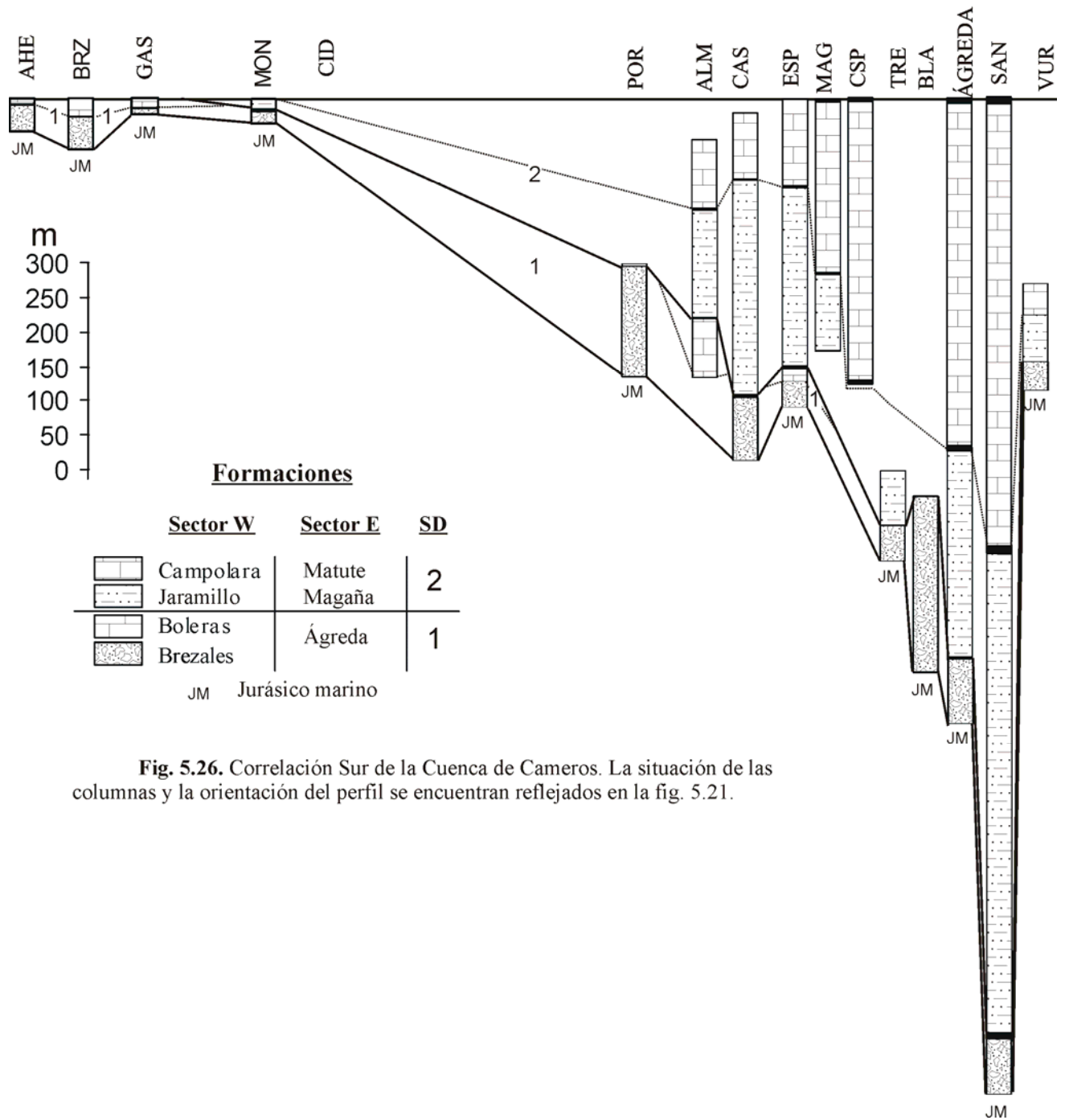


Fig. 5.26. Correlación Sur de la Cuenca de Cameros. La situación de las columnas y la orientación del perfil se encuentran reflejados en la fig. 5.21.

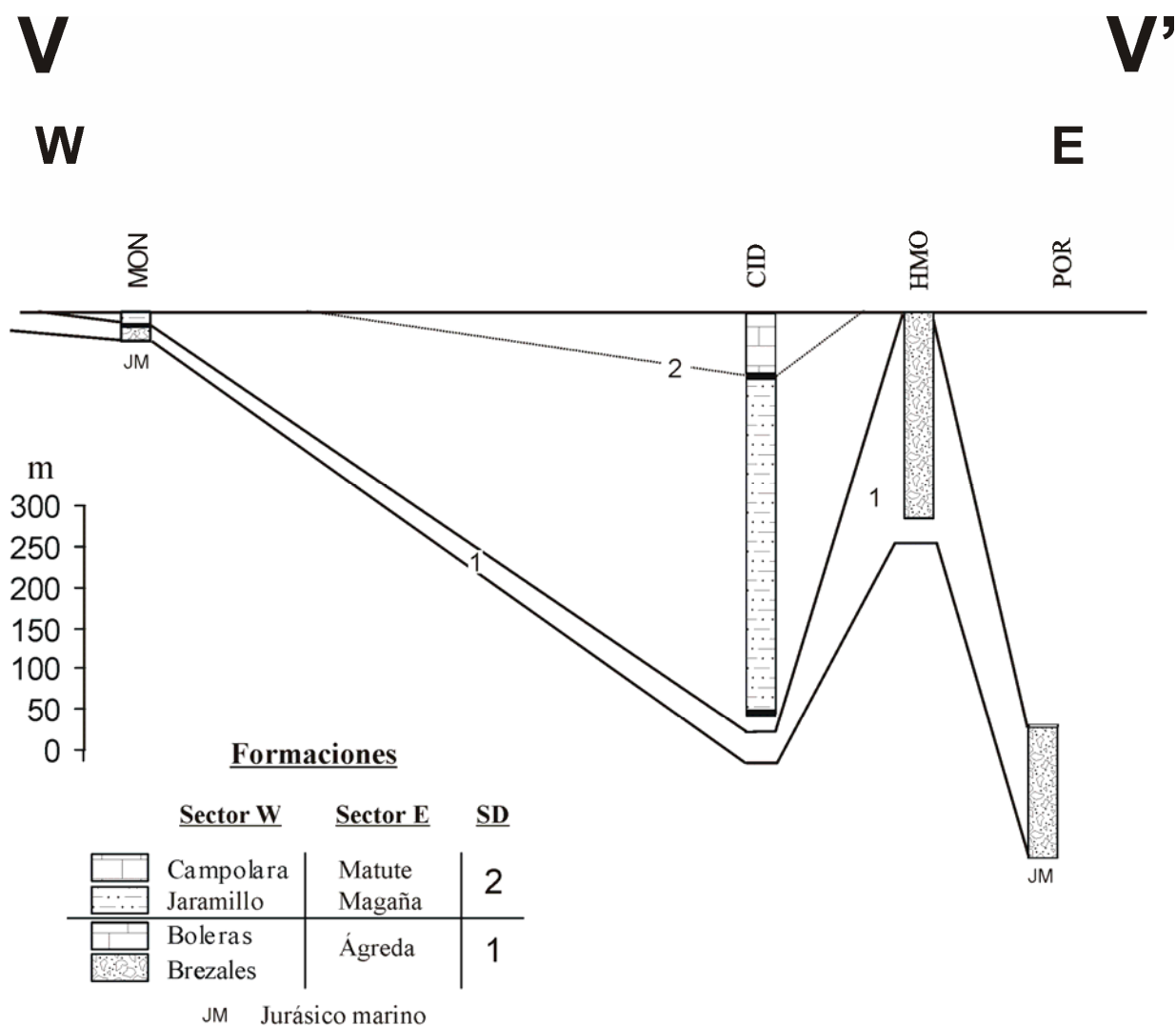


Fig. 5.27. Correlación de la Zona Sur de la Cuenca de Cameros para el Grupo Tera, incluyendo la columna de Hoyo del Moro. Se corresponde con la parte central del perfil V-V' de la figura 5.26. La situación de las columnas y la orientación del perfil se encuentran reflejadas en la fig. 5.21.

5.2.1. SECUENCIA DEPOSICIONAL 1: FORMACIÓN ÁGREDA.

- **Nombre la unidad:** Formación Ágreda (también Aloformación Ágreda).
- **Definida por:** Mas *et al.* (1993), Gómez Fernández y Meléndez (1994).
- **Localización del estratotipo:** El holoestratotipo se sitúa al SE de Ágreda, al principio de la carretera que desde esta localidad conduce a Vozmediano (provincia de Soria). Long. 01°54'31,5" W; Lat. 41°51'26,0" N. El paraestratotipo se localiza al este de Torrecilla en Cameros (provincia de La Rioja), en la carretera que conduce a la colonia de Ribavellosa desde la carretera Soria–Logroño.

- **Unidades geológicas en las que se reconoce:** Sector oriental de la Unidad de Cameros (Cordillera Ibérica septentrional).

La Fm. Ágredda se apoya discordantemente sobre la unidad infrayacente, Fm. Calizas con corales de Torrecilla en Cameros, de edad Kimmeridgiense Inferior. El techo de la Fm. Torrecilla en Cameros está constituido normalmente por calizas con corales y localmente con crinoides, aunque también pueden aparecer calizas *grainstone* oolíticas (Almajano, ver situación en fig. 1.3), que en el caso de la columna de Valdegutur presentan estromatolitos y *ripples*. La discontinuidad entre ambas unidades se refleja de distintas formas según la zona de estudio. En Almajano, la Fm. Torrecilla en Cameros presenta en el techo una importante acumulación de óxidos de hierro de carácter local, que se interpreta como un paleokarst (dolinas rellenas de hematites). En la columna de Montenegro, además de la paleokarstificación (óxidos de hierro que rellenan cavidades), se observa que el techo de la formación se encuentra silicificado y cloritizado, lo que le confiere un color verdoso. Dicha silicificación también es evidente en la columna de San Blas. También se observan ferruginizaciones a techo de la Fm. Torrecilla en Cameros (Ágredda Este y Valdegutur).

La Fm. Ágredda presenta potencias muy variables que llegan a alcanzar los 255 m (San Blas). Como se puede observar en los paneles de correlación (figs. 5.22 y 5.24) y en el mapa de isopacas (fig. 5.28), la potencia de esta formación aumenta hacia el Sur, siendo relativamente poco potente en la Zona Norte. La zona depocentral se localiza en las proximidades del Cerro de San Blas, con otro depocentro secundario hacia la Zona Centro (Portelrubio). En la zona más suroriental la potencia de esta formación disminuye muy bruscamente, concretamente entre la zona de Ágredda-San Felices y Valdegutur. Los datos relativos a las potencias medidas en cada una de las columnas estratigráficas se recogen de manera resumida en la tabla 5.1.

Serie	ALMA	PRA	MOV	ALM	POR	CAS	ESP	1TRE	BLA	AGE	1SAN	VUR
Tramos		2	1-2	1-12	1-45	1-17	1-19	1-9	1-26	1-73	1-41	1-17
Potencia (m)	10	5,4	7	86	160	94	60	51	255	187	80	42

Tabla 5.1: Datos de la Fm. Ágredda para las columnas estratigráficas en las que aflora: Almarza (ALMA), Montenegro-Villoslada de Cameros (MOV), Pradillo (PRA), Almajano (ALM), Portelrubio (POR), Castilfrío (CAS, sondeo), El Espino (ESP), Trévago (1TRE), Ágredda Este (AGE), San Felices (1SAN) y Vadegutur (VUR). Se indican los tramos de las correspondientes columnas estratigráficas (figs. 5.1, 5.2, 5.3, 5.5, 5.6, 5.7, 5.9, 5.10, 5.13, 5.15, 5.17, 5.20) y la potencia de la formación.

Se trata de una formación con una gran variedad de tipos litológicos: calizas *mudstone-wackestone*, calizas brechificadas o nodulizadas, lutitas, margas, conglomerados oligomícticos de cantos calcáreos, conglomerados polimícticos (con cantos calcáreos), conglomerados

oligomícticos de cantos de cuarcita, areniscas y limolitas. Cabe diferenciar varios tipos de litosomas dentro de la Fm. Ágreda:

- Litosomas fundamentalmente siliciclásticos: Compuestos fundamentalmente por conglomerados oligomícticos de cantos de cuarcita y cuarzo, organizados en secuencias granodecrecientes y en los que se observan bases erosivas. Pueden presentar aspecto masivo o estratificación cruzada de surco. Se encuentran intercalados con areniscas y tramos lutíticos o cubiertos. Estos litosomas se encuentran muy bien representados en las secciones de Ágreda (AGE) y Portelrubio (ver localizaciones en fig. 1.3).

- Litosomas fundamentalmente calcáreos: Se encuentran constituidos por calizas *mudstone* que pueden presentar ostrácodos y caráceas, o calizas brechificadas con huellas de raíces. Asimismo aparecen frecuentemente calizas lacustres-palustres calcetizadas y calcetas, intercaladas con margas o lutitas. Ocasionalmente aparecen cuerpos canalizados constituidos por conglomerados polimícticos con cantos de caliza, o cuerpos de areniscas también canalizados. Estos litosomas se encuentran representados en la Zona Norte, en las secciones de Almarza y Montenegro (ver localizaciones en fig. 1.3).

Desde un punto de vista aloestratigráfico la Fm. Ágreda es equivalente a las formaciones Nuestra Señora de Brezales y Boleras del sector occidental de la cuenca.

Siguiendo a Martín Closas (1990), basándose en la presencia de oogonios de *Dictyoclavator* aff. *Fieri* con rasgos de carácter arcaico, Gómez Fernández (1992) consideró que la Fm. Ágreda se depositó durante el Tithoniense.

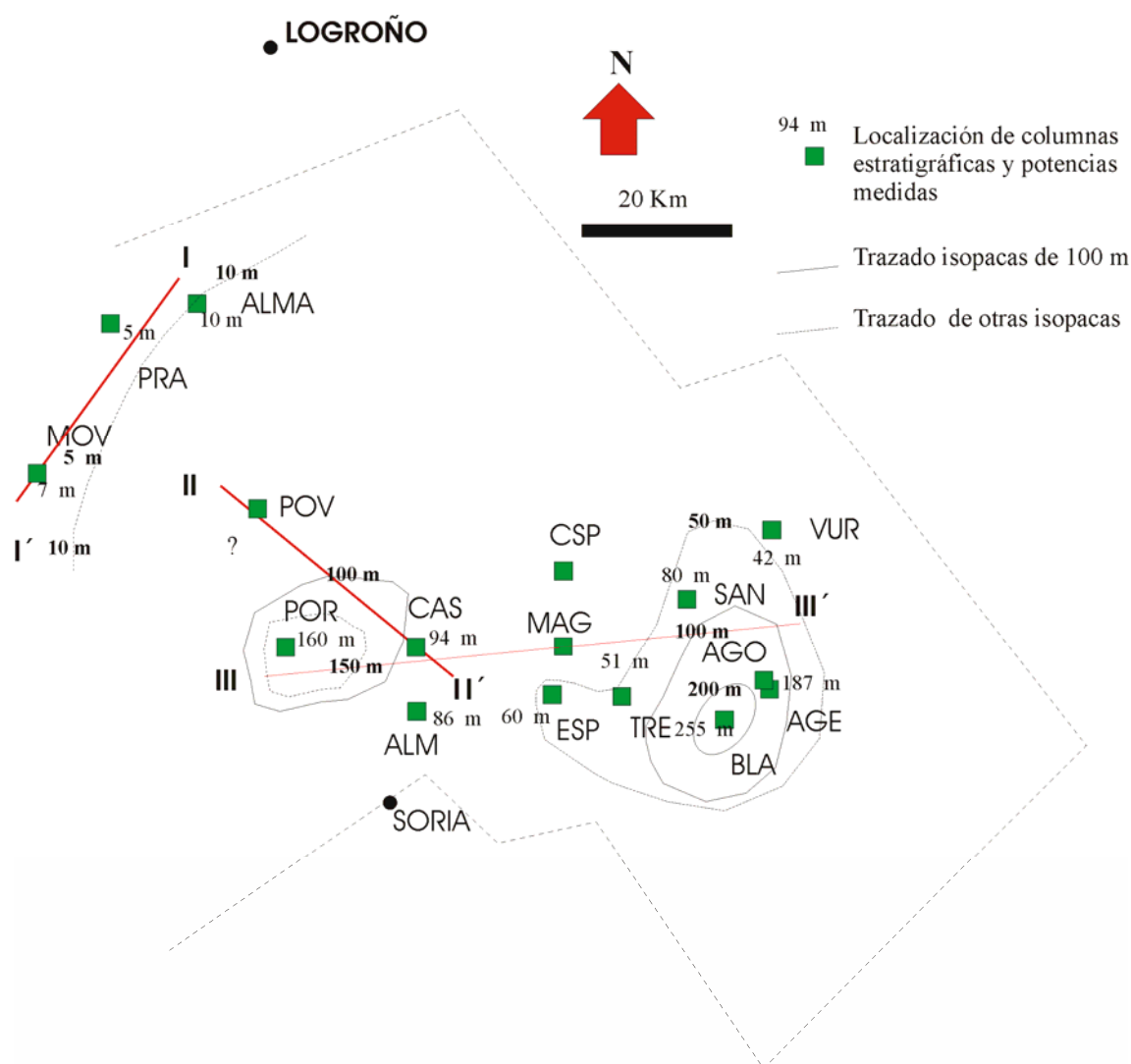


Fig. 5.28: Mapa de isopacas de la SD 1 (techo de la Fm. Ágreda). Las líneas rojas representan los paneles de correlación 5.22, 5.23 y 5.24. La línea más externa discontinua se corresponde con el borde aproximado del sector oriental de la Cuenca de Cameros. Columnas estratigráficas: ALMA: Almarza, PRA: Pradillo, MOV: Montenegro de Cameros, POV: La Póveda, POR: Portelrubio, CAS: Sondeo de Castilfrío, ALM: Almajano, CSP: El Collado, MAG: Magaña, ESP: El Espino, TRE: Trévago, BLA: San Blas, AGE: Ágreda Este, AGO: Ágreda Oeste, SAN: San Felices, VUR: Valdegutur.

5.2.2. SECUENCIA DEPOSICIONAL 2: FORMACIONES MAGAÑA Y SIERRA DE MATUTE.

5.2.2.1. Formación Magaña

- **Nombre la unidad:** Formación Magaña (también Aloformación Magaña).

- **Definida por:** Guiraud y Seguret (1985), Mas *et al.* (1993), Gómez Fernández y Meléndez (1994).
- **Localización del estratotipo:** El holoestratotipo se sitúa en las proximidades de Magaña, a lo largo de la carretera que desde Matalebreras conduce, hacia el Norte, a San Pedro Manrique, (provincia de Soria). Long. 02°09'04,0" W; Lat. 41°54'34,2" N. El paraestratotipo se localiza al este de Montenegro de Cameros (provincia de Soria), a lo largo de la carretera que conduce a Villoslada de Cameros (provincia de La Rioja).
- **Unidades geológicas en las que se reconoce:** Sector oriental de la Unidad de Cameros (Cordillera Ibérica septentrional).

Se apoya en paraconformidad o suave discordancia sobre la Fm. Ágreda, y de forma discordante cuando lo hace directamente con la Fm. Calizas con corales de Torrecilla en Cameros en la zona de Montenegro- Villoslada. Presenta su zona depocentral en el área de San Felices (708 m, fig. 1.3), y un depocentro secundario hacia Almarza (503 m, fig. 5.29). La potencia mínima se registra en Trévago (2TRE, 79 m). Por lo tanto, su potencia disminuye mucho de Norte a Sur, aumentando hacia el Sureste (San Felices) y disminuyendo muy bruscamente hacia el Noreste (Valdegutur, fig. 1.3).

Sobre la Fm. Magaña se apoya de forma concordante la Fm. Sierra de Matute y ocasionalmente y de forma discordante (discordancia cartográfica) el Gr. Oncala (SD 3).

La Fm. Magaña es predominantemente detrítica. Como litologías principales, aparecen las areniscas (fundamentalmente arcosas y subarcosas) y las lutitas. Ocasionalmente aparecen conglomerados de cantos calcáreos y calizas *mudstone*. Estas dos litologías suelen aparecer en la base o en el techo de la formación.

Esta formación ha sido dividida para su estudio en dos partes, denominadas respectivamente Fm. Magaña 1 y 2. En la tabla 5.2. se recogen las potencias de las unidades Magaña 1 y 2 para las distintas columnas estratigráficas.

	ALMA	MOV	PRA	POV	ALM	ESP	MAG	2TRE	AGE	VUR
1	440 m	157 m	270 m		157 m	110 m		79 m	51,6 m	69,4 m
	9-131	1-30	3-65		13-26	20-55		1-24	74-89	18-42
2	63 m	223m		133 m		152 m	115 m		160,4 m	
	132-162	31-68		1-51		56-88	1-18		90-131	

Tabla 5.2: Evolución de la Formación Magaña (1 y 2) en las distintas columnas estratigráficas: Almarza (ALMA), Montenegro (MOV), Pradillo (PRA), Almajano (ALM), El Espino (ESP), Magaña (MAG), Trévago (2TRE), Ágreda Este (AGE) y Valdegutur (VUR). La evolución de la columna de San

Felices se explica más adelante en el texto, presentando una potencia total de 708 m (2SAN y 3SAN). La potencia total de la Fm. Magaña en el sondeo de Castilfrío es de 316 m (tramos 18-65). Columnas 5.1, 5.2, 5.3, 5.5, 5.6, 5.7, 5.8, 5.9, 5.11, 5.13, 5.19, 5.20, 5.21.

Magaña 1: Está constituida por capas de areniscas predominantemente rojas u ocre de grano grueso a fino, intercaladas con lutitas rojas de llanura de inundación, que pueden aparecer cubiertas o semicubiertas. Presentan bases claramente erosivas, superficies de acreción lateral y una tendencia granodecreciente (facies de canal, figs. 5.8.A y B). Son frecuentes las estratificaciones cruzadas de surco y *ripples* de corriente. Entre las facies de llanura de inundación, aparecen niveles de areniscas con base plana organizados en secuencias granocrecientes, que se interpretan como *crevasse-splay* (ver apartado 5.3.1) así como niveles ocasionales de calcretas y conglomerados intracuencales de cantos calcáreos.

Este tipo de facies aparece en las columnas de Almarza, Pradillo, Montenegro, Almajano, El Espino, Trévago (2TRE) y Ágreda Este (fig. 1.3).

El paso a la unidad Magaña 2 se realiza muy rápidamente por un cambio de coloración de tonos rojizos a grises o verdes.

Magaña 2: Se trata de una unidad predominantemente siliciclástica, constituida por areniscas de grano fino y limolitas verdes, grises u oscuras, organizadas en facies de canal poco potentes, intercaladas con lutitas grises de llanura de inundación o tramos cubiertos. Las areniscas presentan un mayor contenido en moscovita comparado con la unidad anterior. Las areniscas con base plana en secuencias granocrecientes (interpretadas como facies de *crevasse-splay*) son muy abundantes, llegando incluso a coalescer unas con otras. La relación entre facies canalizadas/facies no canalizadas es inferior que en la unidad anterior. Estas facies aparecen en las columnas de Almarza, Montenegro, La Póveda, El Espino, Magaña, San Felices y Ágreda Este (fig. 1.3).

La Fm. Magaña del sector oriental es lateralmente equivalente a la Fm. Jaramillo del sector occidental (figs. 5.25, 5.26 y 5.27). Por correlación con este sector y basándonos en el trabajo de Martín Closas y Alonso (1998) se le atribuye una edad Tithoniense- Berriasiense

Inferior.

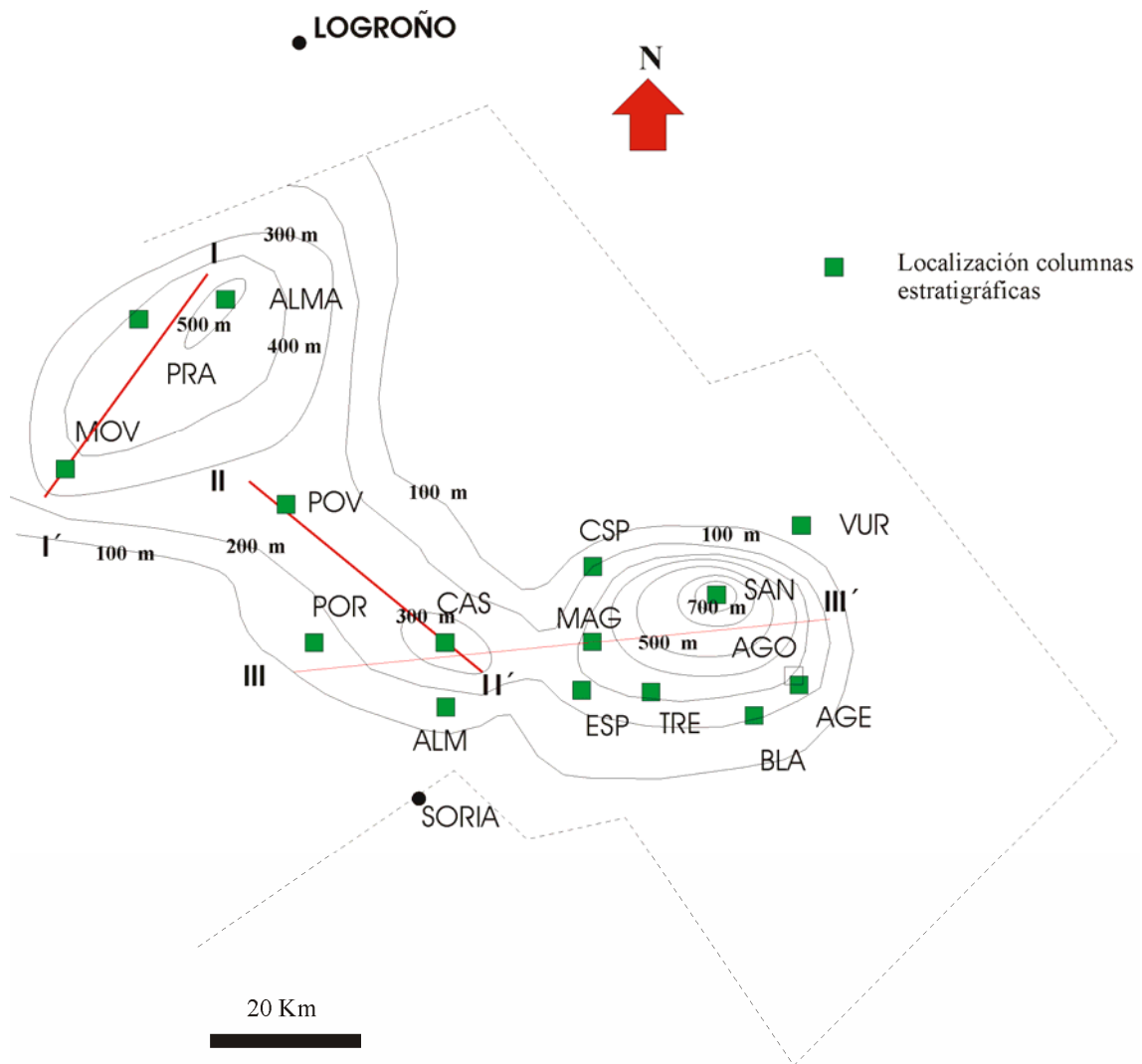


Fig. 5.29: Mapa de isopacas de la SD 2 (techo de la Fm. Magaña). Las líneas rojas representan los paneles de correlación 5.22, 5.23 y 5.24. La línea más externa discontinua se corresponde con el borde aproximado del sector oriental de la Cuenca de Cameros. Los nombres de las columnas estratigráficas están recogidos en el pie de la fig. 5.28.

5.2.2.2. Formación Sierra de Matute

- **Nombre la unidad:** Formación Sierra de Matute (también Aloformación Sierra de Matute).
- **Definida por:** Guiraud y Seguret (1985), Mas *et al.* (1993), Gómez Fernández y Meléndez (1994).

- **Localización del estratotipo:** El holoestratotipo se localiza al oeste de Valdegeña en la ladera occidental de la Sierra Matute (provincia de Soria). Long. 02°11'35,6" W; Lat. 41°50'34,4" N. El paraestratotipo se localiza en la carretera de Vinuesa a Cidones (provincia de Soria), junto al Pantano de la Cuerda del Pozo al Oeste de la Sierra de la Cumbre.
- **Unidades geológicas en las que se reconoce:** Sector oriental de la Unidad de Cameros (Cordillera Ibérica septentrional).

Se apoya de forma concordante sobre la Fm. Magaña. Presenta una potencia máxima de 656 m (San Felices, figs. 1.3 y 5.30) y mínima de 45 m (Valdegutur, fig.1.3). Sobre la Fm. Sierra de Matute se apoya de forma aparentemente concordante (paraconformidad) el Gr. Oncala (SD 3).

La Fm. Sierra de Matute aflora en las columnas estratigráficas de Almarza, Montenegro-Villoslada de Cameros, Almajano, El Espino, Magaña, El Collado, Ágreda (AGE y AGO) y San Felices (3SAN). Se reconoce también en el sondeo de Castilfrío (CAS) (ver localizaciones en fig. 1.3).

Como litologías principales aparecen las calizas *mudstone* y *wackestone*, las dolomías, las margas, las areniscas (fundamentalmente arcosas) y las lutitas.

Esta formación presenta una gran diversidad de facies, incluyendo calizas *mudstone*, calizas *mudstone* y *wackestone* con ostrácodos y caráceas, calizas con pseudomorfo de yeso, calizas estromatolíticas, calizas con brechas de cantos planos, calizas arenosas, calizas limosas. Los procesos de dolomitización fueron frecuentes, observándose todas las facies anteriormente citadas en litologías dolomíticas.

En cuanto al contenido paleontológico, se han observado ostrácodos, caráceas, bivalvos, gasterópodos, restos de peces y restos y huellas de otros vertebrados. En la Zona Sur Gómez Fernández (1992) detecta la presencia de miliólidos.

Serie	ALMA	ALM	ESP	CAS	MAG	CSP	AGE	AGO	3SAN	VUR
	163-241	27-36	104-130	66-75	19-112	1-149	132-154	1-93	87-434	43-55
Potencia (m)	230	100	126	96	251	410	81	504,6	656	45

Tabla 5.3: Potencia de la Fm. Sierra de Matute en las distintas columnas estratigráficas (columnas 5.1, 5.6, 5.7, 5.8, 5.9, 5.12, 5.13, 5.14, 5.15, 5.19, 5.20). Nótese que en Ágreda la potencia total de la formación sería la suma de las potencias de las dos series parciales (AGE y AGO: 585,6 m).

La Fm. Sierra de Matute del sector oriental es equivalente a la Fm. Campolara del sector occidental. Por correlación con dicho sector y siguiendo los trabajos de Martín Closas y Alonso

(1998) y Arribas *et al.* (2002), la parte superior de esta formación podría haberse depositado durante el Berriasiense Medio.

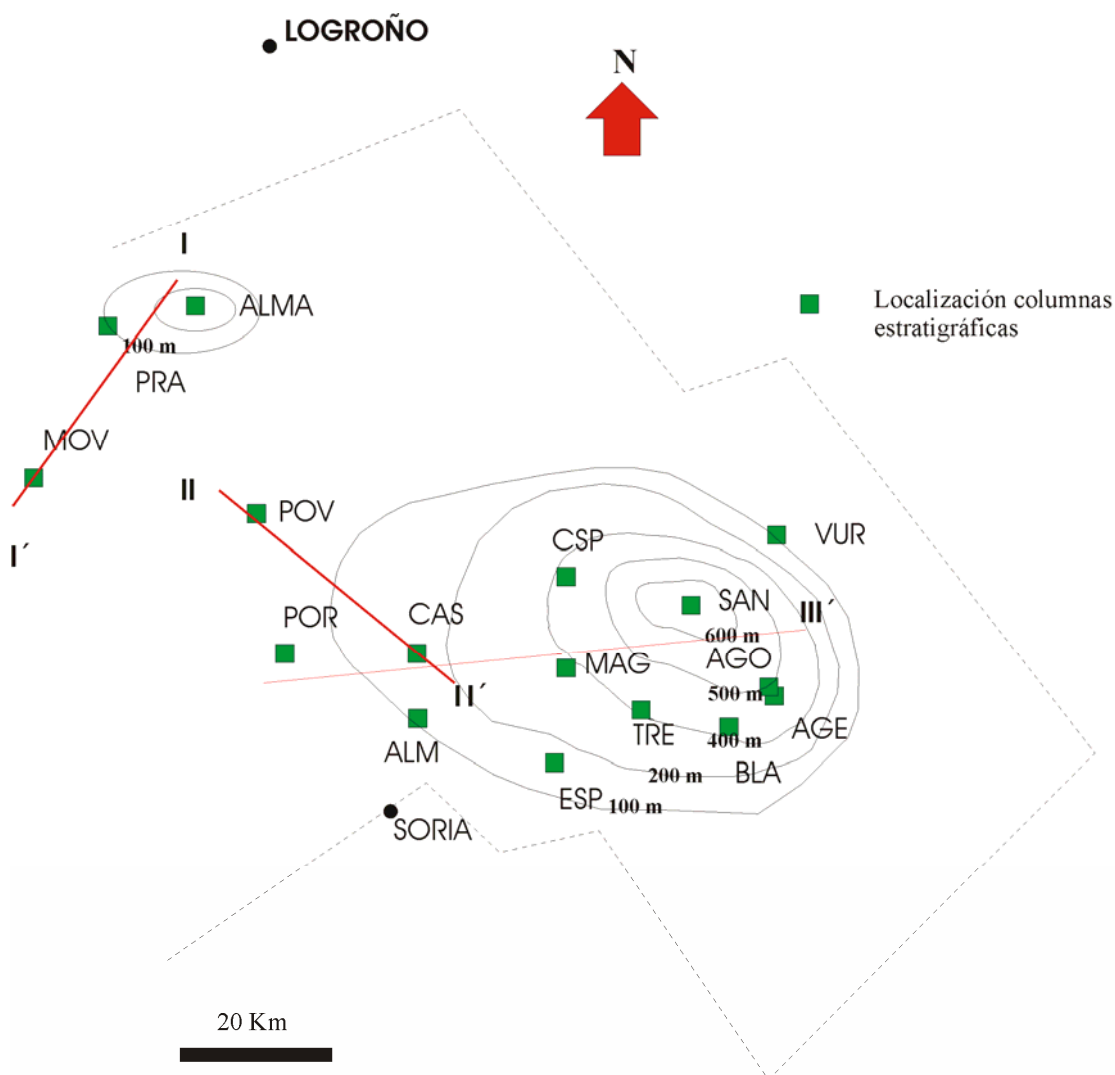


Fig. 5.30: Mapa de isopacas de la SD 2 (techo de la Fm. Sierra de Matute). Las líneas rojas representan los paneles de correlación 5.22, 5.23 y 5.24. La línea más externa discontinua se corresponde con el borde aproximado del sector oriental de la Cuenca de Cameros. Los nombres de las columnas estratigráficas se recogen en el pie de la fig. 5.28.

5.3. ANÁLISIS DE FACIES Y SISTEMAS DE DEPÓSITO. DISCUSIÓN

El objetivo último de este capítulo es reconstruir los ambientes en los que se depositaron los sedimentos del Grupo Tera. Para ello, se comenzará describiendo cada una de las facies observadas a nivel individual (apartado 5.3.1), para después abordar el estudio de la relación existente entre las distintas facies, estableciendo una serie de asociaciones de facies con carácter

genético, que se interpretarán en el marco de los distintos medios sedimentarios (apartado 5.3.2). Es importante señalar que este análisis e interpretación de los sistemas de depósito se ha realizado para todo el conjunto del Grupo Tera, no estando circunscrito a cada una de las unidades litoestratigráficas que han sido diferenciadas.

La metodología seguida en los próximos apartados parte en primer lugar del análisis de las columnas estratigráficas. A partir de las mismas se han realizado una serie de correlaciones aloestratigráficas y litoestratigráficas, que permiten delimitar el marco estratigráfico del presente estudio. Tomando como base las columnas estratigráficas se han determinado asimismo una serie de facies, asignando a cada facies su proceso o procesos de formación. Posteriormente, se han establecido una serie de asociaciones de facies, que son el resultado de una serie de procesos relacionados en el espacio y en el tiempo. Estas asociaciones han sido comparadas con los distintos modelos de facies publicados. La comparación y discusión de estos modelos con las asociaciones de facies descritas en este trabajo ha permitido la interpretación de ambientes sedimentarios para cada una de las asociaciones de facies. Estos ambientes están constituidos por una serie de subambientes, con sus correspondientes facies características. Dichos ambientes y subambientes sedimentarios han sido considerados dentro del marco estratigráfico de este estudio, determinando la evolución sedimentaria y paleogeográfica del Grupo Tera. Por último, se ha considerado el registro sedimentario estudiado dentro del marco evolutivo de la Cuenca de Cameros, y en su marco tectonosedimentario general.

A la hora de abordar el análisis sedimentológico de las secciones estudiadas se han consultado tratados básicos generales sobre análisis de facies y diversos trabajos de carácter más específico tanto sobre caracterización de depósitos aluviales-fluviales y arquitectura fluvial como de sistemas lacustres carbonatados. Entre los primeros cabe señalar: Arche (1992), Collison y Thompson (1982), Emery y Myers (1996), Friedman y Sanders (1978), Galloway y Hobday (1996), Leeder (1982, 1999), Nichols (1999), Reading (1986, 1996), Reineck y Singh (1973), Ricci Lucchi (1980), Scholle y Spearing (1982), Selley (1982, 1988), Walker (1984), Walker y James (1992); entre los segundos: Díaz Molina (1984), Alexander y Leeder (1987), Allen (1964, 1965, 1970, 1978, 1979), Aslan y Blum (1999), Brakenridge (1988), Bridge y Leeder (1979), Bridge y Mackey (1993 a y b), Bridge (2006), Bryant *et al.* (1995), Cant y Walter (1978), Collinson (1986), Collinson y Lewin (1983), Daams *et al.* (1995), Ethridge *et al.* (1987), Flores *et al.* (1985), Friend (1983), Heller y Paola (1996), Jackson II (1978), Kraus (2002), Kraus y Middleton (1987), Leeder (1973, 1978), Leeder y Gawthorpe (1987), Leeder *et al.* (1996), Leopold y Wolman (1957), Mackey y Bridge (1992, 1995), Marzo (1989), Miall (1977, 1978 a y b, 1981, 1988, 1992), Nilsen (1984), Paola (2000), Paola *et al.* (2001), Puigdefábregas (1973), Ramos (1989), Ricci Lucchi (1978), Rust (1978 a y b), Schumm, S.A. (1877, 1981), Sheets *et al.* (2002), Van Veen, F. *et al.* (1994), Walker y Cant (1979), Williams y Rust (1969); y entre los terceros: Allen y Collinson (1986), Anadón (1984, 1989), Anadón *et al.*

(1991), Alonso *et al.* (1991), Alonso-Zarza *et al.* (1992), Bertani y Carozzi (1985), Calvo *et al.* (1989), Cohen (1989), Cohen y Thouin (1987), , Dean *et al.* (1983), Freytet (1973), Freytet y Plaziat (1982), Freytet y Verrecchia (2002), Gierlowski-Kordesch (1991), Harris (2000), Harris *et al.* (1994), Hutchinson (1975), Kelts y Hsu (1978), Kelts y Talbot (1990), Last (1990), Luzón *et al.* (2002), Mayayo *et al.* (1996), Murphy y Wilkinson (1980), Platt y Wright (1991), Reeves (1968), Scholttle y Muller (1968), Surdan y Wolfbauer (1975), Swirydczuk *et al.* (1978), Swirydczuk *et al.* (1979) y Talbot y Kelts (1986).

5.3.1. DESCRIPCIÓN DE LAS FACIES

Separamos distintos grupos de facies en función de su litología, estableciendo las siguientes categorías principales: facies conglomeráticas, facies arenosas, facies lutíticas y margosas y facies carbonáticas. A continuación se describen e interpretan cada uno de los tipos de facies que han sido observados:

5.3.1.1. Facies conglomeráticas:

Las facies conglomeráticas se encuentran recogidas de una forma esquemática en la figura 5.31.A., que resume sus principales características y las estructuras sedimentarias que suelen presentar en cada caso, así como el proceso o procesos sedimentarios que las originarían.

Conglomerados oligomícticos de cantos calcáreos: Son conglomerados masivos, clastosostenidos, constituidos por cantos calcáreos de naturaleza micrítica y tamaño muy variable, entre 2 mm y 8 cm (figs. 5.31.A y 5.32.A). Pueden contener fragmentos de calcreta, así como distintos tipos de cantos calcáreos, dominando los de naturaleza intracuencal. Suelen presentar bases erosivas y tamaño de clastos decreciente hacia techo. Se pueden observar estratificaciones cruzadas de surco y ocasionalmente estratificación cruzada planar. Presentan potencias de entre 0,2 y 3 m, centiles de 8 cm y tamaño medio entre 1-2 cm. Es frecuente que este tipo de conglomerados presenten cemento carbonático.

Los conglomerados oligomícticos de cantos calcáreos aparecen hacia techo de la columna de Almarza (fig. 5.1), hacia la base de las columnas de Almajano (fig. 5.7) y el Espino (fig. 5.8), en el tramo 13 de la columna de Magaña (fig. 5.9), en la columna de Ágreda Este (fig. 5.13), en el tramo 107 de la columna de San Felices (fig. 5.19) y en la columna de Valdegutur (fig. 5.21).

Estas facies se formaron como resultado de corrientes tractivas de alto régimen de flujo que erosionaron áreas fuente intracuencales carbonáticas. La corriente perdería progresivamente velocidad durante la sedimentación.

Conglomerados oligomícticos de cantos de cuarcita: Son conglomerados ocreos o blanquecinos, clastosostenidos, oligomícticos, constituidos por cantos de cuarzo y metacuarcita blancos (figs. 5.31.A, 5.32. B, C y D). Presentan potencias variables, normalmente entre 2 y 4 m. Se encuentran organizados en secuencias granodecrecientes y suelen observarse bases erosivas muy netas. Pueden presentar aspecto masivo o estratificaciones cruzadas de surco. Los cantos suelen ser redondeados, con centiles que varían entre 5 y 9 cm y tamaños medios de aproximadamente 1 cm. Los cantos de menor tamaño tienden a ser subangulares. Presentan un grado de cementación muy variable.

Los conglomerados oligomícticos de cantos de cuarcita aparecen en la base de la columna de Pradillo (fig. 5.2), Portelrubio (fig. 5.5), la base del sondeo de Castilfrío (fig. 5.6), la base de El Espino (fig. 5.8), Trévago (1TRE, fig. 5.10), la base de Ágreda Este (fig. 5.13), San Blas (fig. 5.15), San Felices (1SAN fig. 5.18 y el tramo 19 de 2SAN fig. 5.19) y la base de Valdegutur (fig. 5.21).

Estas facies se formaron como resultado de corrientes tractivas de alto régimen de flujo que erosionaron áreas fuente siliciclásticas. Durante la sedimentación, la corriente perdería progresivamente velocidad.

Conglomerados polimícticos: Son conglomerados masivos, clastosoportados, constituidos por cantos de una gran variedad composicional: cantos de caliza, cuarzo, liditas (chert negro) y metacuarcitas, fundamentalmente (fig. 5.31.A). Presentan bases erosivas y techos planos. Los cantos de cuarzo tienen un tamaño medio entre 0,5-1 cm, alcanzando diámetros de hasta 4 cm. Pueden presentar potencias importantes. Aparecen formando cuerpos tabulares, en ocasiones con estratificación cruzada de surco. Localmente pueden observarse cantos blandos, que se concentran hacia la base de estos cuerpos conglomeráticos.

Los conglomerados polimícticos aparecen fundamentalmente hacia la base de las columnas de Almajano (fig. 5.7), El Espino (fig. 5.8) y Ágreda Este (fig. 5.13).

Estas facies se formaron como resultado de corrientes tractivas de alto régimen de flujo que erosionaron áreas fuente de distinta naturaleza. Durante la sedimentación, la corriente perdería progresivamente velocidad.

5.3.1.2. Facies arenosas:

Las facies arenosas se encuentran recogidas de una forma esquemática en la figura 5.31.B., que resume sus principales características, las estructuras sedimentarias y los procesos sedimentarios que las originarían.

Areniscas granodecrecientes con base erosiva: Se trata fundamentalmente de arcosas y subarcosas, de grano muy fino a grueso, que presentan colores rojos, violáceos, pardos, blancos, grises o verdes. Su características principales son la base erosiva más o menos marcada y el techo plano, y se encuentran organizadas en secuencias granodecrecientes (figs. 5.31.B, 5.32.D, E, F y 5.33.A, B, C, D, E, F). En la base de estos cuerpos arenosos puede aparecer un *lag*, constituido por cantos de composición silíceo, o cantos blandos (fig. 5.32.E), o mezcla de cantos de distinta composición. La potencia media de estos cuerpos sería de 3 m y la máxima de 10 m. Presentan estratificación cruzada de surco a pequeña y media escala (fig. 5.32.D). La estratificación cruzada planar también aparece pero es menos frecuente. Se observan abundantes niveles con laminación cruzada asociada a *ripples* de corriente, y ocasionalmente *ripples* trepadores (*climbing ripples*). Esta laminación cruzada asociada a *ripples* de corriente puede aparecer en cualquier punto de los cuerpos arenosos, pero es más frecuente hacia techo. Asimismo, se puede observar también laminación paralela, bioturbación, icnitas, huellas de raíces o costras ferruginosas más o menos desarrolladas a techo de estos cuerpos. Las bioturbaciones en ocasiones confieren a la arenisca un aspecto moteado, y pueden ser tanto verticales como horizontales. Hacia la base son frecuentes las acumulaciones de cantos carbonáticos. Ocasionalmente se pueden observar cicatrices erosivas internas a los cuerpos arenosos, o superficies de reactivación.

Dentro de esta facies hay que distinguir dos tipos, en función de la presencia o ausencia de superficies de acreción lateral (estratificación cruzada de tipo *épsilon* de Allen, 1963) (fig. 5.32.F). Las areniscas granodecrecientes con base erosiva aparecen en todas las columnas excepto en San Blas. Suelen aparecer mayoritariamente hacia la zona intermedia de las columnas. Las areniscas con estratificación cruzada de tipo *épsilon* (superficies de acreción lateral) se ha reconocido en las columnas de Almarza (fig. 5.1), Montenegro (fig. 5.3), La Póveda (fig. 5.4), Almajano (fig. 5.7), Magaña (fig. 5.9) y San Felices (fig. 5.20).

En determinadas series son muy frecuentes los nódulos de clorita y los cristales de pirita (fig. 5.33.F). El contenido en moscovita de las areniscas es muy variable en función de su posición estratigráfica.

Estas facies se formaron bajo una corriente tractiva que inicialmente era rápida (alto régimen), provocando primero erosión y depositando a continuación el *lag*. Posteriormente, dicha corriente cambió a condiciones de bajo régimen con disminución progresiva de la velocidad de flujo, con la migración de *megaripples* y *ripples* de corriente. La estratificación cruzada de tipo *épsilon* (superficies de acreción lateral) se generaría como consecuencia del

flujo helicoidal introducido en la corriente en las curvas o meandros, lo que permite deducir el carácter sinuoso de la corriente. Otros procesos asociados a estos cuerpos arenosos serían la bioturbación y la edafización de sus superficies superiores.

Areniscas granocrecientes con base plana: Se trata fundamentalmente de arcosas y subarcosas de grano muy fino a medio, y colores rojizos, verdosos o grises. Se presentan en cuerpos con tendencia granocreciente, con base y techo netos y planoparalelos, o con techo ligeramente convexo (fig. 5.34.A, B y C). Suelen presentar escasa potencia, entre 0,3-1 m como media, y 2 m como máximo. Hacia techo de la secuencia puede aparecer laminación paralela, laminación cruzada asociada a *ripples* de corriente o *climbing ripples*, bioturbación, icnitas y huellas de raíces. El desarrollo de paleosuelos puede dar a estos cuerpos un aspecto nodulizado.

Las areniscas granodecrecientes con base plana son abundantes en la columna de Almarza, aumentando su proporción hacia techo de la misma (fig. 5.1). Aparecen ocasionalmente en Pradillo (fig. 5.2), Montenegro (fig. 5.3), Magaña (fig. 5.9) y El Collado (fig. 5.12). Aparecen también hacia la base de la columna de La Póveda (fig. 5.4) y de Almajano (fig. 5.7), y a lo largo de la columna de San Felices (figs. 5.18, 5.19 y 5.20).

Estas facies se formarían por la desaceleración rápida de corrientes tractivas veloces que se introducirían en un ambiente acuoso tranquilo.

5.3.1.3. Facies lutíticas y margosas:

Las facies lutíticas y margosas se encuentran resumidas en la figura 5.31.C.

Lutitas masivas: Son fundamentalmente lutitas rojas (fig. 5.33.A y B), aunque en ocasiones presentan colores verdosos en los contactos con los cuerpos arenosos. Presentan espesores muy variables. Se observan huellas de raíces (fig. 5.33.A), y nódulos carbonatados más o menos redondeados. Pueden presentar un cierto contenido en arenas. El desarrollo de paleosuelos es relativamente frecuente, así como la presencia de costras ferruginosas hacia techo de las lutitas (fig. 5.34.E). En ocasiones las facies lutíticas se cargan hacia techo en arenas micáceas, con frecuentes niveles arenosos intercalados que presentan laminación cruzada de *ripples* de corriente. En determinadas secciones estratigráficas son muy frecuentes los nódulos de clorita, que confieren a las lutitas un aspecto moteado y un color verdoso. Estas lutitas presentan una foliación intensa en algunas secciones.

Las lutitas masivas aparecen en todas las columnas, exceptuando Portelrubio, San Blas y Ágreda.

Estas facies se formaron por la decantación de la carga en suspensión (limos y arcillas) en aguas tranquilas. Además tendrían lugar episodios menores asociados a corrientes tractivas de bajo régimen de flujo, así como episodios de exposición con desarrollos edáficos.

Margas masivas: Presentan colores ocres, verdes o grises. El resto de características son prácticamente equivalentes a las de las lutitas masivas.

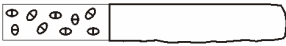

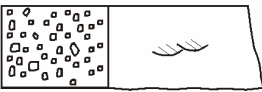

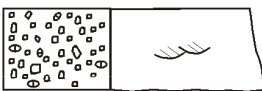

Las margas masivas aparecen fundamentalmente en las columnas de El Collado (fig. 5.12) y hacia techo de San Felices (3SAN, fig. 5.20).

La interpretación sería equivalente a la de las lutitas masivas, pero en un ambiente con sedimentación de fango carbonatado.

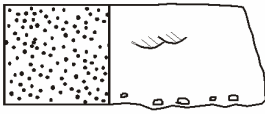

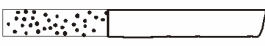
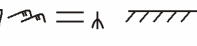
Black shales: Son lutitas negras que debieron tener un importante contenido en materia orgánica. Aparecen únicamente a techo de la columna de Montenegro (fig. 5.2, tramo 52). Presentan un color oscuro y un espesor de 3 m.

Esta facies se formaría por la acumulación de depósitos particularmente ricos en materia orgánica, en condiciones similares a las descritas para las otras facies finas de carácter detrítico y mixto.

A

<u>Facies conglomeráticas</u>	<u>Posibles estructuras sedimentarias</u>	<u>Litología característica</u>	<u>Procesos sedimentarios</u>
		Conglomerado oligomíctico de cantos calcáreos	Corrientes tractivas de alto régimen de flujo que erosionaron áreas fuente carbonáticas.
		Conglomerado oligomíctico de cantos de cuarcita	Corrientes tractivas de alto régimen de flujo que erosionaron áreas fuente siliciclásticas.
		Conglomerado polimíctico	Corrientes tractivas de alto régimen de flujo que erosionaron áreas fuente de distinta naturaleza.

B

<u>Facies arenosas</u>	<u>Posibles estructuras sedimentarias</u>	<u>Litología característica</u>	<u>Procesos sedimentarios</u>
		Areniscas granodecrecientes con base erosiva	Corrientes tractivas inicialmente de alto régimen de flujo que erosionaron y depositaron el lag, disminución progresiva de la velocidad de flujo.
		Areniscas granocrecientes con base plana	Desaceleración rápida de corrientes tractivas veloces que se introducirían en un ambiente acuoso tranquilo.

C


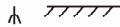

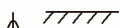

<u>Facies lutíticas Y margosas</u>	<u>Posibles estructuras sedimentarias</u>	<u>Litología característica</u>	<u>Procesos sedimentarios</u>
		Lutitas masivas	Decantación de la carga en suspensión (limos y arcillas) en aguas tranquilas.
		Margas masivas	Decantación de la carga en suspensión (limos, arcillas y fango carbonático) en aguas tranquilas.
		Black shales	Acumulación de depósitos ricos en materia orgánica

Fig. 5.31: Relación esquemática de las facies siliciclásticas presentes en la zona de estudio. **A.** Facies conglomeráticas. **B.** Facies arenosas. **C.** Facies lutíticas y margosas.

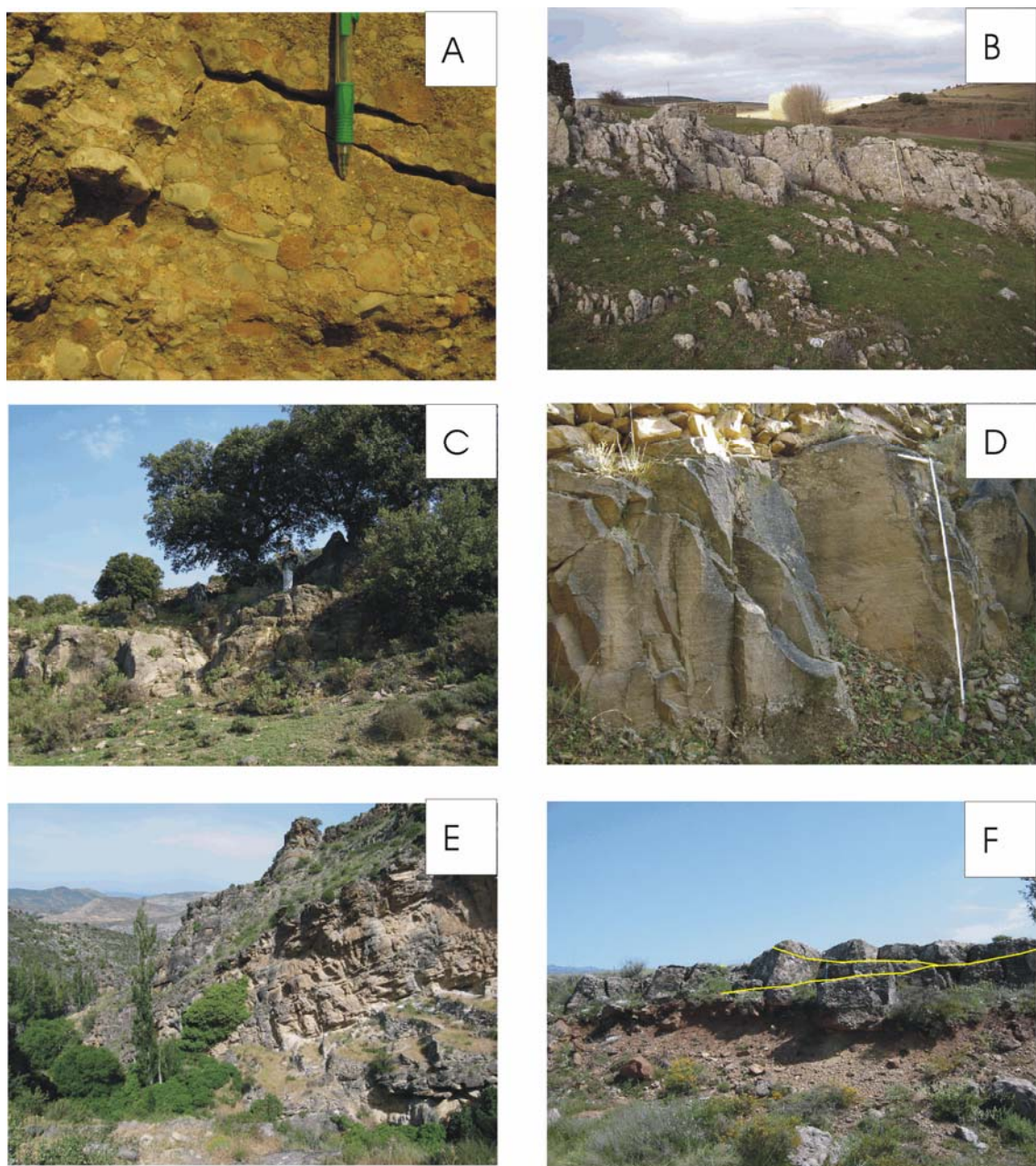


Fig. 5.32. **A:** Conglomerado oligomíctico de cantos calcáreos. Los cantos son intracuencales, procedentes de las calcretas de la propia unidad. Fm. Ágreda, Almajano. **B.** Aspecto general de los conglomerados oligomícticos de cantos de cuarcita. Fm. Ágreda, Trévago. **C.** Aspecto general de los conglomerados oligomícticos de cantos de cuarcita. Fm. Ágreda, San Felices. **D.** Secuencia granodecreciente con conglomerados oligomícticos de cantos de cuarcita (base) que pasan hacia techo a areniscas de grano grueso con estratificación cruzada de surco. Fm. Ágreda, San Felices. **E.** Conjunto de cuerpos de areniscas granodecrecientes con base erosiva. Las areniscas presentan grano medio a fino. Fm. Magaña, San Felices. **F.** Areniscas granodecrecientes con base erosiva. Nótese la estratificación de tipo *épsilon* que presenta el cuerpo canalizado (se ha señalado en la fotografía con trazo amarillo para facilitar su reconocimiento). Fm. Ágreda, Almajano.

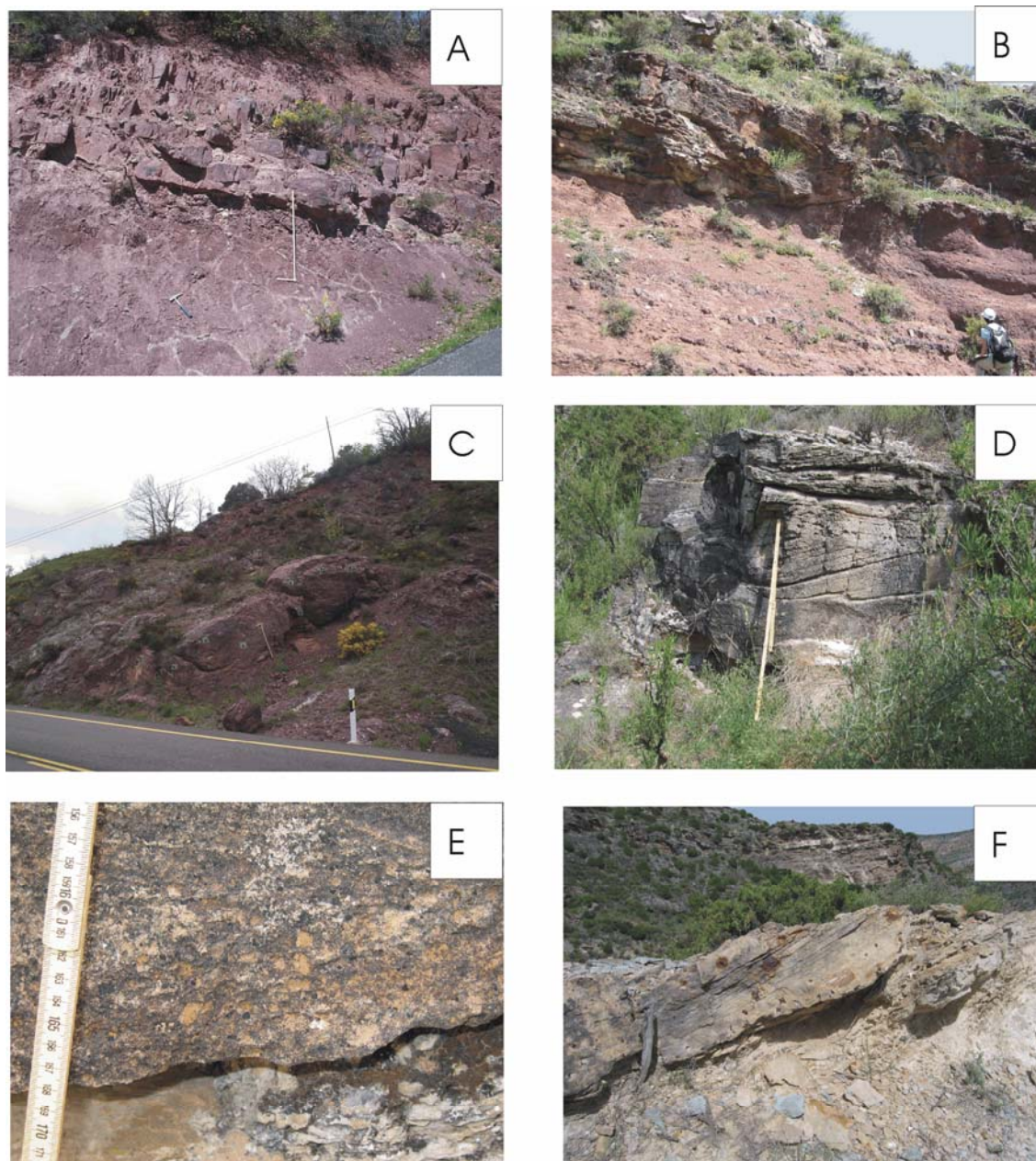


Fig. 5.33. A: Areniscas granodolómicas con base erosiva. En la parte inferior predominan las lutitas rojas, con importantes huellas de raíces. Fm. Magaña, Almarza de Cameros. **B.** Areniscas granodolómicas con base erosiva y lutitas rojas masivas. Fm. Magaña, Montenegro-Villoslada. **C.** Sucesivas secuencias de areniscas de coloración rojiza. Fm. Magaña, Pradillo. **D.** Estratificación cruzada de surco en areniscas de grano grueso, granodolómicas y con base erosiva. Fm. Magaña, San Felices. **E.** Base erosiva de un cuerpo arenoso canalizado, rico en cantos blandos. Fm. Magaña, San Felices. **F.** Areniscas granodolómicas con base erosiva. Nótese las estratificaciones cruzadas de surco y la abundancia de los cristales de pirita. Fm. Magaña, San Felices.

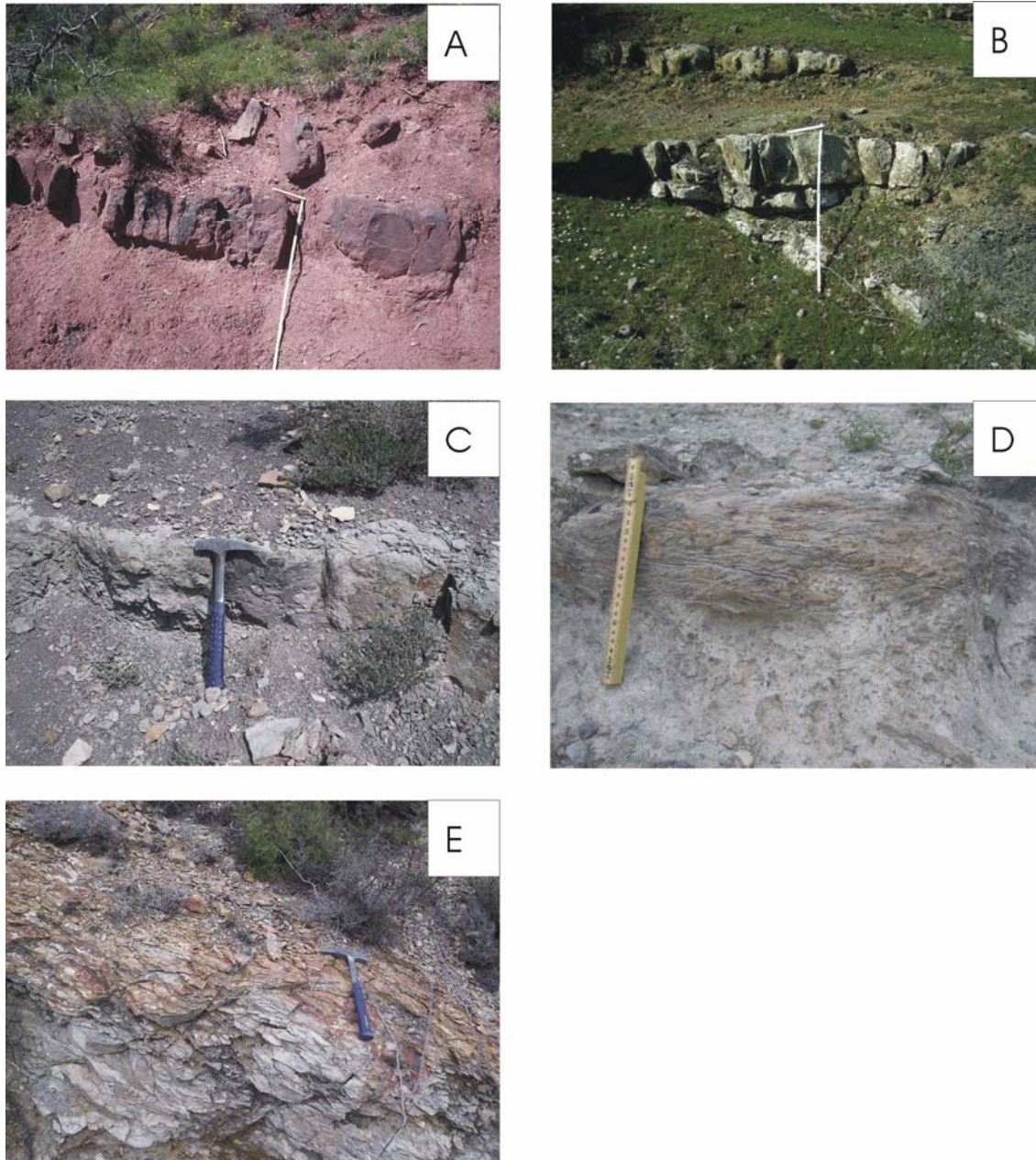


Fig. 5.34. **A.** Areniscas rojas granocrecientes con base plana. Fm. Magaña, Almarza de Cameros. **B.** Areniscas ocreas de grano medio granocrecientes con base plana y techo ligeramente convexo. Fm. Magaña, La Póveda. **C.** Areniscas de grano muy fino granocrecientes con base plana. Fm. Sierra de Matute, Almarza de Cameros. **D.** *Ripples* trepadores (*climbing ripples*) en areniscas de grano muy fino granocrecientes con base y techo planoparalelos. Fm. Magaña, San Felices. **E.** Lutitas masivas con una costra ferruginosa a techo. Fm. Magaña, Magaña.

5.3.1.4. Facies carbonáticas:

Las facies carbonáticas se han representado de forma esquemática en la figura 5.35, indicando sus principales características, estructuras sedimentarias, contenido paleontológico y los procesos a los que se asociarían.

Calizas *mudstone*: Presentan colores gris verdosos, verdosos, anaranjados, ocre o negros (fig. 5.36.A). Suelen presentar aspecto masivo y estar organizadas en bancos con base y techo normalmente planoparalelos, de potencias muy variables, generalmente entre 0,2 y 3 m, con espesores medios de 0,5 m. En ocasiones en estos bancos se observan tendencias estratodecrecientes. Pueden contener granos de cuarzo. Son abundantes los nódulos de clorita y las piritas, fundamentalmente en las columnas de Ágreda (figs. 5.13 y 5.14) y San Felices (figs. 5.18, 5.19 y 5.20). Las piritas pueden estar rodeadas por cementos de cuarzo y clorita. Se observan también cavidades paralelas a la estratificación rellenas de cementos de calcita. De forma ocasional se pueden identificar intraclastos que pueden estar oncolitizados, huellas de raíces y costras ferruginosas. Estos dos últimos rasgos normalmente aparecen hacia techo del estrato. Otro rasgo distintivo que aparece ocasionalmente son anillos de *Liesengang*.

Las calizas *mudstone* aparecen en las columnas hacia la base y el techo de la columna de Almarza (fig. 5.1), a lo largo de la columna de la Póveda (siendo más abundante hacia techo, fig. 5.4), hacia el techo de Almajano (fig. 5.7), Magaña (fig. 5.9), Ágreda Este (fig. 5.13) y Valdegutur (fig. 5.21), a lo largo de las columnas de El Collado (fig. 5.12) y Ágreda Oeste (fig. 5.14), y en la columna de San Felices (2SAN y techo de 3SAN, figs. 5.19 y 5.20). En ocasiones estas facies se encuentran dolomitizadas y recrystalizadas.

Estas facies se formaron en aguas de carácter posiblemente continental tranquilas y someras, en las que de forma ocasional períodos de exposición en los que tenían lugar desarrollos edáficos. La precipitación de fango calcáreo inducida fundamentalmente por la fotosíntesis de las algas es el factor más importante en la generación de fango calcáreo en este tipo de sistemas continentales (Tucker y Wright, 1990).

Calizas arenosas y calizas limosas: Presentan colores ocre y cantidades variables de arena o limo. Suelen presentar aspecto tableado. Los bancos presentan base y techo planoparalelos, y ocasionalmente se observan sucesiones repetidas de estos bancos con tendencia estratodecreciente. Pueden aparecer huellas de raíces y costras ferruginosas a techo de los niveles. Al igual que en la facies anterior, son abundantes las piritas y las cloritas, principalmente en las secciones de Ágreda y San Felices.

Las calizas arenosas y limosas aparecen hacia la base de las columnas de Almarza (fig. 5.1) y La Póveda (fig. 5.4) y hacia techo de las columnas de El Espino (fig. 5.8), Magaña (fig. 5.9), Ágreda Este (fig. 5.13) y San Felices (3SAN, fig. 5.20). Se observan muy ocasionalmente

en la columna de El Collado (fig. 5.12). En ocasiones estas facies se encuentran dolomitizadas (fundamentalmente en la columna de Ágreda Este, fig. 5.13).

Estas facies se formaron en aguas someras ricas en carbonato en las que existían aportes de siliciclásticos debidos a corrientes tractivas, así como llegadas de plumas de material en suspensión.

Calizas bioclásticas: Se trata de calizas grises o negras ricas en ostrácodos y caráceas (fig. 5.36.B). Los ostrácodos en general aparecen desarticulados. También contienen gasterópodos y bivalvos. En algunos niveles dominan los oncolitos o los intraclastos oncolitizados (fig. 5.36.C). Presentan litoclastos carbonáticos, de la misma naturaleza que el resto de la roca. Los granos de cuarzo son poco abundantes en esta facies. Pueden observarse huellas de raíces, rizocrecciones y brechificación hacia techo. Aparecen formando cuerpos tabulares, con base y techo planoparalelos y de aspecto masivo, muy cementados y con espesores variables. Presentan ocasionalmente cavidades rellenas de cementos ferruginosos y nódulos de clorita. En ocasiones se observan nódulos de sílex, que suelen disponerse paralelos a la estratificación.

Las calizas bioclásticas con ostrácodos y caráceas aparecen hacia techo de las columnas de Almajano (fig. 5.7), El Espino (fig. 5.8), Magaña (fig. 5.9) y San Felices (3SAN, fig. 5.20).

Estas facies se formaron en aguas tranquilas y someras de carácter continental en la que se depositaba fango calcáreo. Las caráceas se desarrollan sobre sustratos fangosos de baja energía, a profundidades de hasta 10-15 m (según Stross, 1979) y 15-20 m (según Cohen y Thouin, 1987).

Calizas nodulosas: calizas *mudstone* gris verdosas, rojizas o violetas, de potencia variable y aspecto noduloso, con estructuración vertical marcada, frecuentes huellas de raíces y rizocrecciones. En general se observa una intensa cementación. Son frecuentes los nódulos de clorita.

Las calizas nodulosas aparecen hacia la base de las columnas de Almarza (fig. 5.1), Montenegro (fig. 5.2), Almajano (fig. 5.7) y El Espino (fig. 5.8).

Estas facies se formaron en zonas de aguas tranquilas y someras de carácter posiblemente continental, en las que se depositaron fangos carbonatados, que sufrieron periodos de exposición subaérea suficientemente prolongados como para que se desarrollasen plantas con raíces.

Calizas brechificadas: Se trata de calizas normalmente *wackestone* intraclásticas grises, que engloban fragmentos de calizas, normalmente de morfología angulosa (fig. 5.36.E). Presentan espesores variables, que normalmente no superan 1 m, y base y techo planoparalelos. Pueden presentar ferruginizaciones a techo o huellas de raíces.

Las calizas brechificadas aparecen fundamentalmente hacia la base y el techo de la columna de Almarza (fig. 5.1), hacia el techo de Almajano (fig. 5.7) y hacia el techo de San Felices (3SAN, fig. 5.20).

Estas facies se originaron en zonas de borde de cuerpos de agua tranquilos y someros, en los que se depositaron fangos carbonatados que una vez litificados fueron reelaborados por corrientes tractivas y englobados en una matriz micrítica también carbonática. Estas zonas marginales sufrieron periodos de exposición subaérea suficientemente prolongados como para que se pudiera producir la desecación y posterior reelaboración del fango carbonatado, así como para que se pudiesen desarrollar plantas con raíces.

Calizas con pseudomorfos de yeso: Son calizas *mudstone* con coloraciones blancas, grises, ocre y verdes. Ocasionalmente pueden observarse dolomías con pseudomorfos de yeso. Presentan base y techo planoparalelos y espesores variables. Los pseudomorfos de yeso se reconocen normalmente por su forma lenticular, y aparecen concentrados en determinados niveles. Suelen aparecer hacia techo de las secuencias, presentando una concentración muy variable. En algunas ocasiones presentan morfología en cola de golondrina (fig. 5.36.F) no paralela a la estratificación de las capas. El tamaño de los pseudomorfos oscila entre milimétrico y los 10-15 cm (fig. 5.37.A).

El yeso original se encuentra reemplazado por cementos de calcita y cuarzo, que serán caracterizados posteriormente en el apartado de petrología y diagénesis (7.6). Es frecuente la aparición de cristales de pirita, desde milimétricos hasta los 5 cm. Asimismo, se observaron ocasionalmente pseudomorfos de yeso pequeños piritizados (1 mm). Las capas de calizas con pseudomorfos de yeso pueden presentar costras ferruginosas hacia techo. Dichas costras normalmente no se encuentran muy desarrolladas.

Las calizas con pseudomorfos de yeso aparecen en las columnas de El Collado (fig. 5.12) y Ágreda Oeste (fig. 5.14), y hacia techo de Magaña (fig. 5.9) y San Felices (3SAN, fig. 5.20).

Esta facies se formaron en zonas de aguas tranquilas con predominio de la sedimentación de fango carbonatado, sometidas a periodos de desecación de la lámina de agua, alcanzándose la saturación en yeso de la salmuera, bien por causas climáticas (clima árido) o por un aumento del endorreísmo. Los cristales lenticulares de yeso se forman por precipitación autigénica de una salmuera en el interior del sedimento embebido en la misma, desplazando a este sedimento con su crecimiento. Según Schreiber y El Tabakh (2000) el yeso lenticular se forma tanto en la zona vadosa como en la freática.

A partir de experimentos de laboratorio, Cody (1979) demostró que el yeso lenticular de crecimiento desplazativo intrasedimentario se forma cuando existe materia orgánica en disolución. Las temperaturas elevadas y salmueras de composición alcalina favorecen el crecimiento del yeso macroscópico, aunque el factor que determina el hábito lenticular es la

presencia de materia orgánica. Dicha materia orgánica inhibe el crecimiento paralelo al eje c. Este hecho genera morfologías tabulares que combinadas con la curvatura de dos determinados planos cristalográficos del yeso generan el hábito lenticular.

Por otro lado, según este mismo trabajo, a mayor temperatura, menor densidad de nucleación, por lo que aparecen menos cristales y de mayor tamaño. Por lo tanto, en nuestro caso, es posible que las capas de pseudomorfo más concentradas se deban a una mayor proporción de materia orgánica, mientras que las variaciones del tamaño de los pseudomorfos se deban a variaciones en la temperatura. Como ya se ha señalado, el tamaño de los pseudomorfos oscila entre milimétrico y los 10-15 cm. Estas variaciones tan importantes, que se registran dentro de una misma columna (p. ej. Ágreda Oeste, fig. 5.14) posiblemente se deban a variaciones en la temperatura, que a su vez podría estar controlando la sobresaturación.

Calizas brechificadas oquerosas: Son calizas grises, ocreas o blancas. Aparecen relacionadas con las calizas con pseudomorfos de yeso, normalmente hacia techo de las mismas. Son capas blandas y de aspecto oqueroso y pulverulento, con una serie de fracturas y venas rellenas de cementos fibrosos compuestos probablemente por yeso (fig. 5.37.B). Presentan base y techo planoparalelos y espesores variables. Esta facies aparece únicamente hacia techo de las columnas de San Felices (3SAN, fig. 5.20) y Valdegutur (fig. 5.21).

Estas facies se formaron por procesos de colapso asociados a disolución de evaporitas (Gustavson *et al.*, 1994). Se trata de sistemas hidrológicamente activos en los que la disolución genera cavidades y colapsos, provocando una red de fracturación que se rellena por cementos de yeso. Este proceso de colapso y disolución podría estar asociado bien con la propia subsidencia de los sedimentos o bien con el proceso de exhumación de los mismos (Gustavson *et al.*, 1994).

Calizas con estromatolitos: Presentan colores anaranjados, grises y negros. Los estromatolitos suelen aparecer a techo de secuencias carbonáticas y suelen ser de tipo planar, siendo menos frecuentes los estromatolitos dómicos (fig. 5.37.D). Pueden presentar porosidad fenestral. La potencia media de este tipo de tramos suele ser de 0,30 m, aunque pueden llegar a ser relativamente potentes. Asimismo, se han observado costras ferruginosas y grietas de desecación o *mud cracks* (fig. 5.37.E y F) a techo de las secuencias con estromatolitos. Ocasionalmente se han observado *tepees* (fig. 5.38.B) y estructuras enterolíticas (fig. 5.38.C). En ocasiones estas facies se encuentran dolomitizadas.

Las calizas con estromatolitos aparecen hacia techo de las columnas de Magaña (fig. 5.7), El Collado (fig. 5.12), Ágreda Oeste (fig. 5.14), San Felices (3SAN, fig. 5.20) y Valdegutur (fig. 5.21).

Esta facies se formaría en aguas muy someras y con escasa agitación, que permitieran la formación de estromatolitos sobre sustratos estables (Logan *et al.*, 1964). Los estromatolitos se encuentran en relación genética con complejas biocenosis constituidas por bacterias,

cianobacterias, algas eucariotas, hongos y pequeños invertebrados (Freytet y Verrecchia, 2002). Dichas bacterias y cianobacterias requieren aguas con niveles de turbidez muy bajos que permitan una elevada luminosidad. La salinidad del cuerpo de agua puede ser variable. El carbonato se forma tanto por la calcificación de las cianobacterias asociada a su función fotosintética como por atrapamiento y deposición sobre el tapiz algal.

Las estructuras enterolíticas se generan por deformación por la coalescencia de nódulos de anhidrita en la zona capilar (Schreiber y El Tabakh, 2000). Los nódulos van creciendo de dentro hacia fuera (Shearman y Fuller, 1969), de manera que los sucesivos cristales se desplazan y rotan provocando la expansión del nódulo que empuja y deforma la matriz adyacente (fig. 5.39). Estos depósitos anhidríticos tienen un origen diagenético muy temprano, por transformación de yeso. Los *tepees* se forman por la rotura del sedimento asociada a litificaciones muy tempranas (sinsedimentarias), esto es, el crecimiento de cementos muy tempranos provoca la rotura del sedimento.

Calizas con brechas de cantos planos: Presentan colores grises, negros y anaranjados. Los cantos planos aparecen normalmente hacia la base de las capas, en concentraciones muy variables. Presentan tamaños también variables hasta 6 cm. Las capas presentan base y techo planoparalelos. Los cantos planos presentan su eje largo orientado paralelo a la estratificación de las capas (Fig. 5.34.D). Suelen ser tramos de escasa potencia (0,2 m de media).

Las calizas con brechas de cantos planos aparecen en las columnas de El Collado (fig. 5.12), Ágreda Oeste (fig. 5.14) y San Felices (3SAN) (fig. 5.20).

Esta facies se formaría por la erosión mediante una corriente tractiva de zonas carbonáticas que estuviesen sufriendo procesos de desecación, y en las cuales el fango carbonático estuviera parcialmente consolidado. Los fragmentos de este fango sufrirían un breve transporte acumulándose en la base de las capas formadas por sedimentación de fango carbonatado.

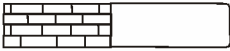






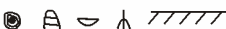
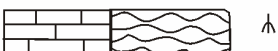








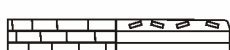
<u>Facies carbonáticas</u>	<u>Posibles estructuras sedimentarias y fósiles</u>	<u>Litología predominante</u>	<u>Procesos sedimentarios</u>
		Calizas <i>mudstone</i>	Sedimentación de fango carbonatado en aguas tranquilas y someras.
		Calizas arenosas	Sedimentación de fango carbonatado en aguas tranquilas y someras con aportes detríticos debidos a corrientes tractivas.
		Calizas limosas	Idem, pero los aportes detríticos son debidos a plumas de material en suspensión.
		Calizas bioclásticas	Sedimentación de fango carbonatado en aguas tranquilas y someras posiblemente continentales.
		Calizas nodulosas	Sedimentación de fango carbonatado en aguas tranquilas y someras, con periodos de exposición subaérea y desarrollo de plantas con raíces.
		Calizas brechificadas	Fangos carbonatados que una vez litificados fueron reelaborados por corrientes tractivas y englobados en una matriz micrítica carbonática.
		Calizas con pseudomorfos de yeso	Sedimentación de fango carbonatado y crecimiento intraestratal de yeso por desecación de la lámina de agua.
		Calizas brechificadas oquerosas	Colapsos por disolución de evaporitas y formación de cementos de yeso en las fracturas.
		Calizas con estromatolitos	Crecimiento y calcificación de cianobacterias sobre sustratos estables en aguas someras.
		Calizas con brechas de cantos planos	Erosión mediante corriente tractiva de fango carbonático parcialmente consolidado.

Fig. 5.35: Relación esquemática de las facies carbonáticas presentes en la zona de estudio.

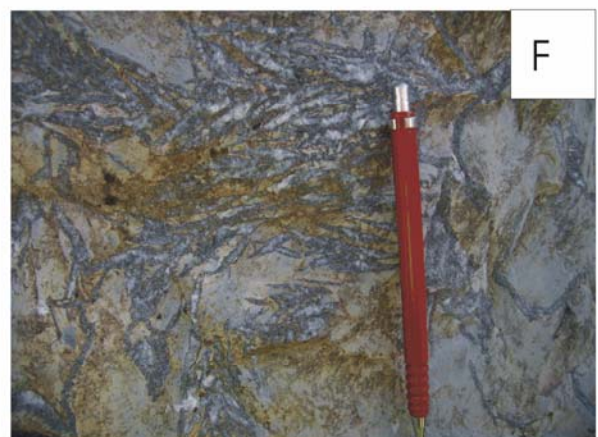


Fig. 5.36. **A:** Calizas *mudstone* ocreas. Fm. Sierra de Matute, El Espino. **B.** Calizas bioclásticas con ostrácodos y caráceas. Fm. Sierra de Matute, Almajano. **C.** Detalle de las calizas bioclásticas (oncolitos). **D.** Nivel de calcreta. Nótese la estructura vertical generada por raíces. Fm. Ágreda, Almajano. **E.** Caliza brechificada. Fm. Ágreda, Almarza de Cameros. **F.** Calizas ocreas con pseudomorfos de yeso. Nótese la morfología en cola de golondrina (parte superior de la imagen). Fm. Sierra de Matute, San Felices.



Fig. 5.37. **A:** Calizas con pseudomorfos de mayor tamaño (en relación a la Fig. 5.36.F). Fm. Sierra de Matute, Ágreda Oeste. **B.** Calizas brechificadas oquerosas. Fm. Sierra de Matute, San Felices. **C.** Calizas negras estromatolíticas (con estromatolitos planares) muy recrystalizadas. Fm. Sierra de Matute, San Felices. **D.** Calizas estromatolíticas (con estromatolitos dómicos) y calizas con brechas de cantos planos (en la parte superior de la fotografía). Fm. Sierra de Matute, San Felices. **E.** *Mud cracks* a techo de una secuencia estromatolítica. Fm. Sierra de Matute, Magaña. **F.** Detalle del *mud crack*.



Fig. 5.38. **A:** Calizas y dolomías estromatolíticas. Nótese los *tepees* a techo de la secuencia. Fm. Sierra de Matute, San Felices. **B.** Detalle de los *tepees*. **C.** Estructura enterolítica que aparece en una secuencia de calizas negras estromatolíticas. Fm. Sierra de Matute, Ágreda Oeste. **D.** Calizas con brechas de cantos planos. Fm. Sierra de Matute, San Felices. **E.** Dolomía limosa gris con cristales de pirita. Nótese la fuerte esquistosidad. Fm. Sierra de Matute, Ágreda Oeste.

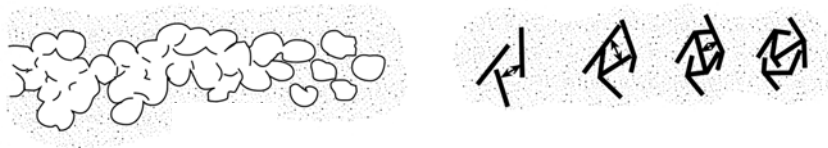


Fig. 5.39: Esquema de la formación de la estructura enterolítica por coalescencia de cristales de anhidrita. Tomada de Warren, 2005.

5.3.2. ASOCIACIONES DE FACIES Y MEDIOS SEDIMENTARIOS

Una vez establecidas las diferentes facies dentro de los materiales estudiados, se analizará la relación existente entre ellas, viendo cómo se asocian e interpretando a qué ambientes sedimentarios corresponden estas asociaciones. Las asociaciones de facies se han indicado con sus siglas en el margen derecho de las columnas estratigráficas. Se ha diferenciado entre facies depositadas en ambientes de carácter fluvial/aluvial y facies depositadas en ambientes de carácter lacustre/palustre. Se justifica la inclusión de las facies de ambientes lacustres y palustres en un mismo apartado dado que las condiciones genéticas de ambas se encuentran íntimamente relacionadas.

5.3.2.1. Asociaciones de facies correspondientes a sistemas de abanicos aluviales:

Son depósitos aluviales no confinados en un valle. Estarían alimentados por corrientes relativamente estables de tipo trenzado (*braided*). En la zona de estudio se han observado tres tipos de secuencias características de abanicos aluviales (fig. 5.40.F1).

La secuencia A (fig. 5.40.F1) se encuentra constituida por conglomerados clastosoportados, generalmente de cuarcita, organizados en secuencias granodecrecientes. La selección es pobre, y los cantos son angulares. Pueden ser masivos o presentar estratificación cruzada de surco. En general, se puede considerar que se agrupan en secuencias estratodecrecientes. Pueden aparecer capas de areniscas, fundamentalmente arcosas y subarcosas, de grano grueso, que suelen localizarse hacia techo de la secuencia. Se trata de areniscas granodecrecientes que pueden presentar estratificación cruzada de surco y *lag* de cantos en la base. Este tipo de secuencia presenta potencias de 5-10 m.

La secuencia B (fig. 5.40.F1) se diferencia de la secuencia A en que presenta una mayor proporción de areniscas. Se trata fundamentalmente arcosas y subarcosas, de grano grueso a medio, organizadas en secuencias granodecrecientes y generalmente estratodecrecientes. Al

igual que en la secuencia anterior, pueden presentar estratificación cruzada de surco y *lag* de cantos en la base. Este tipo de secuencia presenta potencias equivalentes a la secuencia A.

La secuencia C (fig. 5.40.F1) está formada por lutitas, intercaladas con areniscas. Estas areniscas pueden ser arcosas, subarcosas, litoarenitas o sublitoarenitas. Suelen ser ricas en fragmentos de roca carbonáticos. Se trata de secuencias granodecrecientes, que pueden presentar superficies de acreción lateral (estratificación cruzada de tipo *épsilon* de Allen, 1963), estratificación cruzada de surco y *ripples* a techo. Las lutitas pueden presentar huellas de raíces. Asimismo pueden aparecer niveles lacustres-palustres y calcretas intercaladas. Ocasionalmente se han observado capas de conglomerados de cantos de cuarcita o de conglomerados polimícticos. Ambos aparecen organizados en secuencias granodecrecientes. Las potencias en esta secuencia varían entre 10 y 20 m.

Se ha observado una distribución granulométrica radial de los depósitos, que presentan grano más fino cuanto más distales. Este hecho, junto con su geometría radial, permite interpretar las tres secuencias descritas (fig. 5.40.F1) como características de zonas proximales, medias y distales de abanicos aluviales. Las zonas más proximales están caracterizadas por los depósitos de mayor granulometría, es decir, por un predominio de los conglomerados (secuencia A). La existencia de grandes bancos conglomeráticos, generalmente masivos, con considerable extensión lateral y con algunas estructuras internas tractivas es indicativa de la existencia de una corriente acuosa altamente energética y de corta duración, ya que no tuvo tiempo para redondear y seleccionar el material detrítico grueso (Colombo, 1992).

En las zonas medias aparece un mayor porcentaje de areniscas (secuencia B, fig. 5.40.F1). Las zonas más distales están representadas por la secuencia C (fig. 5.40.F1), constituida por los depósitos más finos, formados fundamentalmente por decantación de la carga en suspensión, pudiendo aparecer capas de areniscas canalizadas, originadas en canales que meandrfican sobre la superficie distal del abanico. Asimismo, si el tiempo de exposición lo permite, se pueden llegar a desarrollar paleosuelos y calcretas.

Se trata de abanicos húmedos puesto que no se han observado depósitos matriz-soportados, característicos de los abanicos áridos o semiáridos (Collinson, 1986). Según este autor, se entiende por abanicos húmedos aquellos cuyos procesos superficiales están dominados por arroyos que fluyen en canales. Este tipo de abanicos pueden ser el resultado de la falta de sedimento fino en el área fuente, por lo que sí pueden darse en ambientes semiáridos sujetos a flujos esporádicos. Como se verá en el apartado de procedencia, la Fm. Ágreda fundamentalmente presenta áreas fuente sedimentarias (conglomeráticas y carbonáticas) y plutónicas, por lo que podría tratarse de un clima semiárido, aunque con precipitaciones suficientes como para permitir el desarrollo de paleosuelos.

5.3.2.2. Asociaciones de facies correspondientes a sistemas de tipo meandriforme:

Un río o una porción del mismo se considera meandriforme si posee un canal único y móvil de alta sinuosidad. Los sistemas meandriformes caracterizan los tramos bajos de los sistemas fluviales, aunque pueden aparecer en los tramos altos si existe un déficit de carga de fondo importante. Leopold y Wolman (1957) observaron experimental y empíricamente que un río cambia de ser trenzado (*braided*) a meandriforme en una distancia relativamente corta y en función de ajustes locales, siendo ambos modelos extremos de una variación continua.

Se han reconocido dos secuencias características en la zona de estudio (fig. 5.40.F2), interpretadas como características de la sedimentación en sistemas fluviales meandriformes, en base a su similitud con los modelos de facies de Bernard y Mayor (1963) y Jackson (1976) en ríos actuales.

La primera de estas secuencias (fig. 5.40.F2.A) está constituida fundamentalmente por areniscas, con pequeñas intercalaciones lutíticas. Los tramos de areniscas canalizadas presentan bases erosivas que pueden presentar *lag* de cantos blandos y superficies de acreción lateral (estratificación cruzada de tipo *epsilon* de Allen, 1963). Se observan tendencias granodecrecientes y es frecuente la estratificación cruzada de surco, así como la presencia de *ripples* de corriente hacia techo. Aparecen asimismo capas de areniscas de menor potencia con tendencias granocrecientes y base y techo normalmente planoparalelos, que también pueden presentar *ripples* de corriente a techo. Esta secuencia se interpreta como característica de zonas proximales de sistemas fluviales meandriformes.

La segunda secuencia (fig. 5.40.F2.B) está formada por lutitas y areniscas, siendo las lutitas mucho más frecuentes que en la secuencia anterior. Aparecen facies de areniscas canalizadas con características equivalentes a las explicadas en la primera secuencia, así como areniscas con tendencias granocrecientes y base y techo planoparalelos. A techo de las capas arenosas pueden aparecer huellas de raíces. Dentro de los tramos lutíticos se pueden observar costras ferruginosas, huellas de raíces, superficies edafizadas, nódulos carbonatados y calcretas. Esta secuencia la interpretamos como característica de zonas distales de sistemas fluviales meandriformes.

A continuación, se explican las distintas facies descritas en la zona de estudio que constituyen subambientes característicos en un sistema fluvial meandriforme (fig. 5.40.F2), así como la interpretación de estas facies dentro del contexto del medio sedimentario:

Facies canalizadas: Son facies canalizadas las areniscas granodecrecientes con base erosiva (ver apartado 5.2.1. y figs. 5.32.D, E, F y 5.33.A, B, C, D, E, F). En la base de estas areniscas se han observado ocasionalmente depósitos de *lag*, tanto silíceos como cantos blandos. Los cantos silíceos representan depósitos residuales de fondo de canal. Los *lags* de cantos blandos se forman por desecación de las arcillas decantadas en la llanura de inundación, que

sufren erosión en avenidas posteriores y que quedan incluidas en el fondo de los canales. A continuación es frecuente la presencia de estratificación cruzada de surco, formada por migración de dunas de cresta sinuosa en el fondo de los canales. Los *sets* de estratificación cruzada en ocasiones muestran una disminución gradual de su tamaño hacia techo. Como consecuencia de la disminución de la energía, también aparecen *ripples* de corriente y la estratificación cruzada planar o de surco de pequeña escala asociada a la migración de los trenes de *ripples* de cresta recta o sinuosa bajo corrientes tractivas unidireccionales.

Las superficies de acreción observadas presentan un sentido de migración de las formas de lecho opuesto a las propias superficies de acreción. Este criterio permite nos permite interpretarlas como barras de meandro (Puigdefábregas, 1973). La secuencia textural y estructural decreciente que ha sido previamente descrita es debida a la disminución de la velocidad del régimen de flujo: al principio se deposita la carga más gruesa y como ya se ha señalado las estructuras sedimentarias van siendo progresivamente de menor régimen de flujo. Este hecho ha sido reflejado en el modelo de barra de meandro (*point-bar*) del Mioceno de la cuenca del Ebro (Puigdefábregas, 1973).

La presencia de superficies de erosión o de reactivación en las barras de meandro es indicativa de cambios en el sentido de migración, posiblemente relacionados con el comienzo de grandes crecidas. Cada modificación del sentido de desplazamiento lleva asociada una superficie de erosión o de reactivación sobre la cual crece una nueva barra de meandro (Díaz Molina, 1984).

Facies de llanura de inundación: La llanura de inundación de un sistema fluvial meandriforme está constituida por las zonas planas o de menor relieve, comparando con los meandros activos o abandonados (Allen, 1965, Bridge y Leader, 1979). Las facies de llanura de inundación observadas en la zona de estudio están constituidas fundamentalmente por lutitas y margas masivas con cantidades de arena variables (fig. 5.33.A y B). Mayoritariamente son rojas, verdes o grises. El color verdoso predomina en determinadas secciones estratigráficas debido a la gran cantidad de clorita asociada al metamorfismo hidrotermal.

Corresponderían fundamentalmente a depósitos de acreción vertical de carácter lutítico generados por la decantación de los sedimentos siliciclásticos finos en suspensión sobre la llanura de inundación, después de etapas de inundación por desbordamientos del canal en las avenidas.

Dentro de los depósitos de llanura de inundación se incluyen también las lutitas negras originalmente bituminosas (*black shales*). Se formaron gracias a la presencia de materia orgánica en el sedimento, que fue enterrada y sufrió el calentamiento propio del gradiente geotérmico, transformándose en hidrocarburos de cadena larga (kerógenos) y pasando a formar

parte de las pizarras bituminosas (*black shales*). Posiblemente se trate de materia orgánica relacionada con plantas superiores, que serían frecuentes en la llanura de inundación.

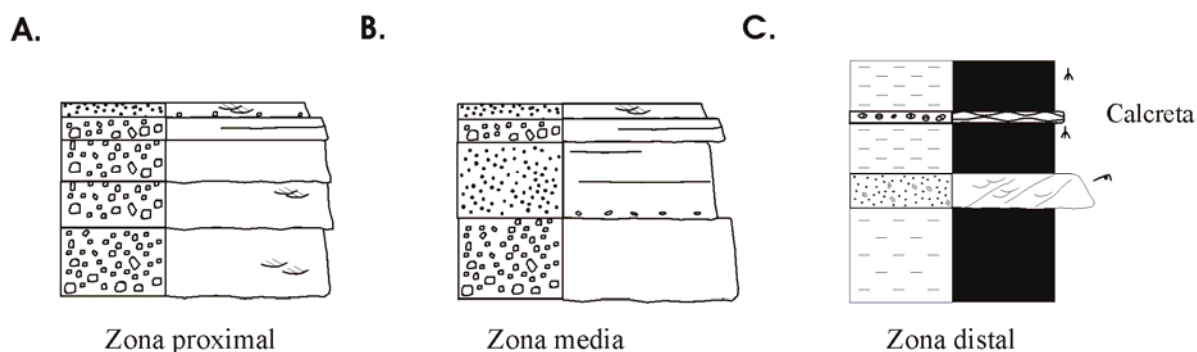
Las areniscas granocrecientes con base plana representan los depósitos de derrame o *crevasse-splay*, producto de los desbordamientos de los diques naturales sobre la llanura de inundación (fig. 5.34.A, B y C) (Ethridge *et al.*, 1981). Cuando un cinturón de meandros permanece en una posición estable durante un periodo de tiempo prolongado, la sedimentación se concentra en sus cercanías, generando una acumulación aluvial que sobresale topográficamente de la llanura de inundación adyacente. Esta situación inestable se resuelve periódicamente en inundaciones de gran magnitud, que provocan la rotura de los diques naturales del canal y la migración brusca del cinturón de meandros o avulsión (Allen, 1965).

Es característica de este tipo de depósitos de lóbulo de derrame la presencia de laminación paralela, que se forma bajo condiciones de alto régimen de flujo. Asimismo son característicos los *ripples* trepadores (*climbing ripples*), que se generan gracias a una elevada tasa de sedimentación asociada a una rápida deceleración de la corriente tractiva que aportaba la arena. Esta clase de procesos suelen estar asociados a desbordamientos (fig. 5.34.D). Por tratarse de zonas no afectadas por la acción del canal, son frecuentes las huellas de actividad biológica (bioturbaciones e icnitas), que pueden afectar a otras estructuras sedimentarias previas (laminación paralela, *ripples*). Ocasionalmente pueden aparecer *ripples* de oscilación debido a la acción del viento sobre áreas encharcadas.

Dentro de las facies asociadas a la llanura de inundación se han observado ocasionalmente calizas bioclásticas. Su origen estaría relacionado con pequeños lagos carbonatados someros (lagunas).

Los niveles carbonatados nodulares con rizocrecciones se corresponden con calcretas, que también pueden formarse dentro de ambientes de llanura de inundación. Se desarrollan en las zonas intercanal e indican periodos de exposición subaérea suficientemente prolongados como para que se desarrollen suelos de carácter calciomorfo.

Asociación de facies F1. Secuencias sistemas de abanicos aluviales



Asociación de facies F2: Secuencia sistemas fluviales meandriformes

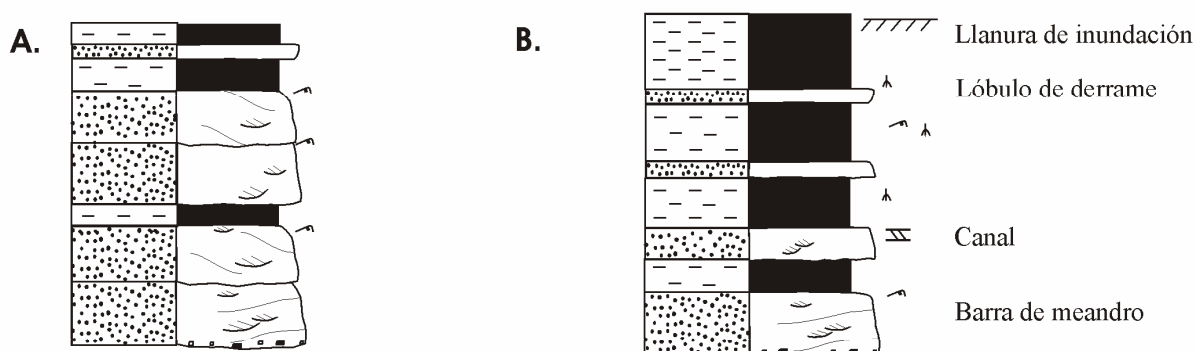


Fig. 5.40: Distintas secuencias fluviales y aluviales reconocidas en la zona de estudio. **1.** Sistemas de abanicos aluviales. **A.** Zonas proximales. **B.** Zonas medias. **C.** Zonas distales, en las que aparecen *facies* canalizadas, producto de la sedimentación en canales que meandrifican sobre la superficie del abanico, y desarrollo de paleosuelos y calcretas. **2.** Secuencia sistemas fluviales meandriformes y subambientes. **A.** Registro predominante de facies de canal (alta coalescencia de canales). **B.** Registro predominante de facies de llanura de inundación (baja coalescencia de canales).

5.3.2.4. Asociaciones de facies correspondientes a ambientes de carácter lacustre/palustre:

Se han distinguido las siguientes asociaciones de facies (fig. 5.37), a las que se les ha asignado un origen lacustre o palustre:

- Asociaciones correspondientes a lagos someros carbonatados:

La facies predominante en esta asociación son las calizas *mudstone* o *wackestone* con ostrácodos y caráceas (fig. 5.41.L1). Pueden aparecer también gasterópodos y bivalvos de agua dulce. Consideramos que se trata de lagos someros por la presencia de rasgos indicativos de

exposición subaérea, así como por la asociación paleontológica, como se verá más adelante. Las secuencias de lagos someros carbonatados están constituidas por cuerpos tabulares con espesores métricos y gran continuidad lateral. Son estratodecrecientes e indican una progresiva somerización hacia techo, pudiendo aparecer los rasgos indicativos de exposición subaérea a techo de cada secuencia (huellas de raíces, costras ferruginosas).

Las calizas micríticas se generan en las zonas internas de lagos someros (Cohen, 1989), donde los aportes de bioclastos y terrígenos son muy escasos. En general, los lagos carbonatados se desarrollan en zonas con aportes siliciclásticos bajos (Platt y Wright, 1991). Muy esporádicamente aparece algún nivel margoso intercalado entre las capas de caliza. Las caráceas son abundantes en la zona de estudio en este tipo de facies. Se desarrollan sobre sustratos fangosos de baja energía, a profundidades de hasta 10-15 m (según Stross, 1979) y 15-20 m (según Cohen y Thouin, 1987). Las caráceas no soportan demasiado transporte, por lo que su presencia, en líneas generales, es un indicador de la profundidad (Tucker y Wright, 1990). Las caráceas atrapan gran cantidad de fango carbonatado y también producen carbonato (por calcificación de sus oogonios y tallos). Sufren procesos de calcificación más frecuentes que otras plantas puesto que pueden utilizar el bicarbonato como fuente de CO₂ (Wetzel, 1975).

Las calizas *mudstone* o *wackestone* con ostrácodos y caráceas suelen presentar un contenido en granos siliciclásticos muy bajo, probablemente debido a los procesos de filtrado y atrapamiento del material siliciclástico por la vegetación de las zonas marginales del lago (Platt y Wright, 1991). El carbonato también es producido por las conchas de ostrácodos y moluscos.

Respecto a sus características hidrológicas, este tipo de depósitos debieron formarse en lagos hidrológicamente abiertos, puesto que las aguas presentan una composición estable y no alcalina. En este tipo de lagos el influjo de la cuenca hidrográfica y de las precipitaciones se compensa con las salidas de agua y la evaporación (Tucker y Wright, 1990).

La presencia de huellas de raíces o costras ferruginosas, así como de facies palustres asociadas, indica que se trata de lagos someros con zonas litorales de muy baja pendiente, en las que pequeñas variaciones del nivel del lago provocaban la exposición subaérea de zonas relativamente amplias, con los consecuentes procesos de pedogénesis o desecación (Tucker y Wright, 1990). No hay evidencias relacionadas con oleaje, y sí hay registro de procesos que implican exposición subaérea (huellas de raíces), por lo podemos considerar que se trataba de lagos con baja energía, por su escasa pendiente. Por lo tanto estos depósitos se formaron en lagos someros abiertos de aguas duras de tipo rampa de baja energía.

Esta asociación de facies aparece hacia la parte final de las columnas de Almarza, Almajano, El Espino, Magaña, San Felices, Ágreda Oeste (ver fig. 1.3 para localizaciones).

- **Asociaciones correspondientes a lagos someros mixtos carbonatados-siliciclásticos:**

Esta asociación de facies está caracterizada en la zona de estudio por calizas *mudstone* con escaso contenido paleontológico, calizas *mudstone* y *wackestone* con ostrácodos y caráceas, calizas arenosas, areniscas granodecrecientes con base erosiva y areniscas granocrecientes con base y techo planoparalelos. Es una asociación muy parecida a la anterior, y presenta una interpretación equivalente: se trata de lagos someros carbonatados abiertos de tipo rampa de baja energía en los que episódicamente tienen lugar descargas clásticas. Dichas descargas tienen como resultado la formación de cuerpos canalizados arenosos de distinto tamaño de grano, o pequeños lóbulos deltaicos en los lagos. En el caso de los canales, presentarían un carácter más o menos temporal o estacional que desembocarían en el lago. Ocasionalmente pueden aparecer conglomerados oligomícticos de cantos calcáreos, interpretados como el relleno de canales muy proximales que igualmente descargaban en el lago.

- Asociación correspondientes a lagos efímeros alcalinos con abundantes estromatolitos y pseudomorfos de evaporitas (sistemas *playa-lake*).

Esta asociación está formada principalmente por calizas *mudstone* y dolomicritas con escaso contenido paleontológico, calizas *mudstone* y *wackestone* con ostrácodos y caráceas, calizas y dolomías estromatolíticas, calizas y dolomías con pseudomorfos de yeso, calizas y dolomías con brechas de cantos planos, calizas brechificadas oquerosas y ocasionalmente calizas arenosas y margas.

Suelen ser secuencias estratodecrecientes en las que aparecen uno o varios cuerpos métricos de calizas *mudstone* con escaso contenido paleontológico o de calizas *mudstone* y *wackestone* con ostrácodos y caráceas. A continuación aparecen una serie de niveles centimétricos de calizas estromatolíticas, constituidos en general por estromatolitos planares. Después aparecen una o varias capas centimétricas o métricas de pseudomorfos de yeso y hacia techo pueden aparecer niveles de 50 cm a 2 m de calizas brechificadas oquerosas (fig. 5.41.L3.A). Hacia techo de la secuencia aparece ocasionalmente una capa centimétrica de calizas con brechas de cantos planos (fig. 5.41.L3.B). Las distintas posibilidades de secuencias en este tipo de lagos están recogidas en la figura 5.41.L3.

Hidrológicamente se clasificarían como lagos cerrados y efímeros. Un lago hidrológicamente cerrado carece de aportes externos de agua regulares. El nivel del lago y su quimismo están controlados por el balance entre las entradas de agua, las precipitaciones y la evaporación (Tucker y Wright, 1990). En nuestro caso, la tectónica asociada al rifting permitiría procesos de aislamiento de los lagos, tratándose éstos de lagos endorreicos. Los consideramos

efímeros por la presencia de rasgos sedimentarios indicativos de desecación, como las grietas de retracción (*mud-crack*) o los *tepees*.

Las calizas estromatolíticas se formarían mediante el crecimiento y la calcificación de cianobacterias, que aparecerían fundamentalmente en los bordes del lago y en zonas someras. Los estromatolitos lacustres se pueden formar tanto en aguas dulces como salobres y salinas (Platt y Wright, 1991). En el caso de estudio, se considera que debieron formarse en aguas más o menos alcalinas, puesto que las calizas con estromatolitos suelen aparecer asociadas con las calizas con pseudomorfos de yeso. En ocasiones se observa que la secuencia estromatolítica no contiene calizas con pseudomorfos de yeso (fig. 5.41.L3.E). Estos casos se consideran incluidos también en este tipo de lagos, formados durante periodos de menor endorreísmo o mayor pluviosidad. Los cambios en los patrones de drenaje provocados por causas tectónicas pueden afectar radicalmente a la hidrología de una región, causando asimismo variaciones locales en el clima (Tucker y Wright, 1990).

La concentración progresiva de la salmuera debida a la evaporación provoca el depósito de fases salinas. Este es otro rasgo característico de lagos hidrológicamente cerrados (Tucker y Wright, 1990). El yeso se forma en lagos cuya relación entre los iones bicarbonato frente a la suma de Ca y Mg es baja, por lo que precipita poco carbonato, y además la cantidad de Ca es muy superior a la de Mg (Eugster y Hardie, 1975, Allen y Collinson, 1986). En nuestro caso, la precipitación de sales tuvo lugar dentro del propio sedimento: las lentículas de yeso son características del crecimiento salino intraestratal, puesto que crecen desplazando al sedimento previo. Ocasionalmente, las calizas con pseudomorfos de yeso aparecen en secuencias de color negro, que se habrían sedimentado en lagos salinos pero con cierta influencia de la sedimentación orgánica (Ágreda Oeste).

Los sedimentos lacustres son muy sensibles a las variaciones del paleoclima (Allen y Collinson, 1986). En la Fm. Sierra de Matute se puede deducir una variación en el quimismo de los lagos, que pasan de presentar sedimentación carbonatada a constituir lagos efímeros alcalinos, bien por un aumento de la temperatura, una disminución de la pluviosidad o un aumento del endorreísmo.

- Asociaciones correspondientes a lagos carbonatados someros ricos en materia orgánica

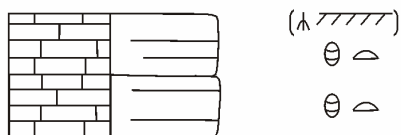
Esta facies está constituida por lutitas negras, calizas *mudstone*, dolomicritas, calizas o dolomías estromatolíticas y ocasionalmente calizas o dolomías con brechas de cantos planos (fig. 5.41.L4), que presentan en todos los casos un color negro y un olor fétido característico al partirlas. Se trata de cuerpos tabulares de espesor métrico y gran continuidad lateral. En cuanto

al contenido paleontológico, ocasionalmente se han observado ostrácodos. La facies más predominante son las calizas con estromatolitos, en general planares aunque en alguna ocasión son dómicos. Aparecen ocasionalmente pseudomorfos de yeso y estructuras enterolíticas, indicativas de que en este tipo de lagos también existe una cierta sedimentación alcalina. A techo de la secuencia pueden observarse *tepees*.

- **Asociaciones correspondientes a zonas lacustres marginales (zonas palustres)**

Se justifica la inclusión de las facies palustres en este apartado porque las consideramos como una modificación de las zonas de sedimentación lacustre. Son características de estas zonas marginales de los lagos en la zona de estudio las calizas brechificadas, con distintos tipos de evidencias de exposición subaérea (huellas de raíces, bioturbaciones, costras ferruginosas), intercalados con margas o lutitas (fig. 5.41.L5). En el caso de existir influencia siliciclástica, aparecen intercaladas areniscas en general granodecrecientes con base erosiva que constituyen cuerpos canalizados que desembocarían en el lago. Interpretamos que los descensos de la lámina de agua del lago provocarían la exposición subaérea de zonas muy extensas, como consecuencia de la baja pendiente que presentarían estas cuencas lacustres de carácter somero. Asimismo, los lagos efímeros están especialmente sujetos a variaciones en su tamaño debidas a causas climáticas (Platt y Wright, 1991).

Asociación de facies L1: Secuencia lagos carbonatados someros

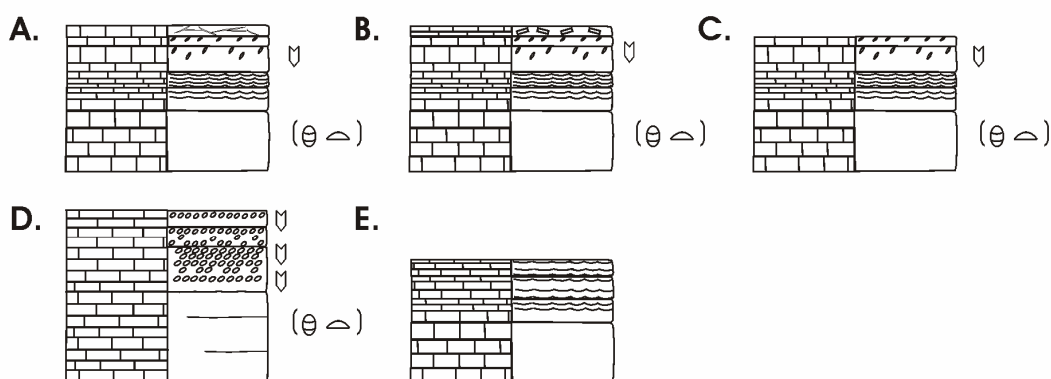


Asociación de facies L2: Secuencia lagos mixtos carbonatados-siliciclásticos someros

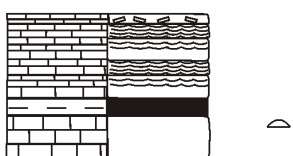


Asociación de facies L3:

Secuencias lagos carbonatados efimeros alcalinos con estromatolitos y pseudomorfos de evaporitas (*playa-lakes*)



Asociación de facies L4: Secuencias lagos carbonatados con abundante materia orgánica



Asociación de facies L5: Secuencias de zonas lacustres marginales



Fig. 5.41. Asociaciones de facies y secuencias de lagos carbonatados someros: **L1.** Calizas bioclásticas con ostrácodos y caráceas. **L2.** Secuencia de lagos mixtos carbonatados-siliciclásticos someros. Constituidas por calizas *mudstone*, calizas arenosas, margas y areniscas con base erosiva. **L3.** Secuencias de lagos carbonatados efimeros alcalinos con estromatolitos y pseudomorfos de sales (*playa lakes*). **A.** La secuencia está constituida por calizas *mudstone* o calizas bioclásticas con ostrácodos y caráceas, calizas estromatolíticas, calizas con pseudomorfos de yeso. Hacia techo pueden aparecer calizas brechificadas oquerosas (San Felices). **B.** Secuencia con calizas con brechas de cantos planos hacia techo (San Felices). **C.** Secuencia con las calizas con pseudomorfos de yeso hacia techo. (San Felices y Magaña). **D.** Secuencia sin desarrollo de calizas con estromatolitos, brechas de cantos planos o calizas brechificadas oquerosas. **E.** Secuencia sin desarrollo de calizas con pseudomorfos de yeso. Todas estas secuencias de lagos salinos-carbonatados pueden estar constituidas total o parcialmente por dolomías. **L4.** Secuencias de lagos carbonatados con abundante materia orgánica. **L5.** Secuencias de zonas lacustres marginales (zona palustre).

5.3.3. EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA: ESQUEMAS PALEOGEOGRÁFICOS.

En este apartado se procede a realizar la interpretación sedimentológica de las distintas formaciones anteriormente descritas para el sector oriental de la Cuenca de Cameros.

5.3.3.1. Secuencia Depositional 1 (SD 1):

- **Fm. Ágreda:**

Se han interpretado distintos ambientes de sedimentación para la Fm. Ágreda (tabla 5.4). El mapa paleogeográfico para la SD 1 (Fm. Ágreda) está recogido en la fig. 5.42.

- Abanicos aluviales:

Interpretamos que los litosomas fundamentalmente siliciclásticos de la Fm. Ágreda (ver apartado 5.2.1) se depositaron en abanicos aluviales, debido a la geometría radial de estos depósitos y a la distribución granulométrica radial de los mismos, que presentan grano más fino cuanto más distales. En el área de estudio, se pueden describir asociaciones típicas de zonas distales, medias o proximales de abanicos aluviales. En las zonas distales (Almajano y techo de la Fm. Ágreda en el Espino, figs. 5.7 y 5.8) aparecen detríticos finos (limolitas y lutitas), intercalados con algunos niveles de areniscas con base erosiva y granodecrecientes, sedimentadas en canales que surcaron la superficie del abanico y que llegaron a meandricar (Almajano). Aparecen también calizas *mudstone* y *wackestone* con ostrácodos y caráceas (Almajano), indicativas de la presencia de zonas temporalmente encharcadas, así como calizas nodulosas con huellas de raíces (El Espino), que caracterizan zonas marginales que quedaban expuestas subaéreamente por tiempo suficiente para el desarrollo de vegetación con raíces. El desarrollo de calizas nodulosas con huellas de raíces, paleosuelos y calcretas también es un rasgo característico de las zonas distales de abanicos aluviales, puesto que en las zonas proximales las descargas clásticas impedirían el desarrollo de suelos.

La presencia de conglomerados en Pradillo (figs. 5.3), Portelrubio (fig. 5.5), parte inferior de El Espino (fig. 5.8), San Blas (fig. 5.15), Trévago (1TRE, fig. 5.10), Ágreda (AGE, fig. 5.13), San Felices (1SAN, fig. 5.18) y Valdegutur (fig. 5.21, ver fig. 1.3 para localizaciones) sería indicativa de zonas más proximales dentro del sistema, o de descargas ocasionales en las zonas medias. Se trata normalmente de cuerpos en general canalizados de conglomerados oligomícticos de cuarcita y cuarzo, clastosoportados y con centiles de hasta 8 cm, organizados en secuencias granodecrecientes, que pueden aparecer intercalados con areniscas de grano

grueso con cantos dispersos, granodecrecientes y con bases erosivas. Pueden presentar aspecto masivo o estratificaciones cruzadas de surco y *ripples* a techo de la secuencia.

Como se puede observar, las facies de abanico aluvial proximal son escasas en la Zona Norte, apareciendo únicamente en la columna de Pradillo (fig. 5.2) y presentando una potencia muy escasa (tramo 1: 5,4 m).

En Portelrubio (fig. 5.5), San Blas (fig. 5.15) y Trévago (1TRE, fig. 5.10), se encuentran representadas zonas proximales del sistema, con predominio neto de los cuerpos de conglomerados oligomícticos de cantos de cuarcita y cuarzo, que presentan centiles de hasta 7 cm. En el caso de la columna de Portelrubio, aparecen ocasionalmente intercalaciones arenosas de grano grueso, por lo que se interpreta como una zona algo menos proximal que San Blas o Trévago. La columna de Ágreda (AGE, fig. 5.13) representa probablemente zonas también proximales, en las que se intercalan capas de conglomerados de cantos de cuarcita con areniscas de grano muy grueso. Se observa que la proporción de areniscas aumenta hacia techo de la formación (con respecto a la facies conglomerática).

En Valdegutur (fig. 5.21) se encuentran representadas las zonas medias del sistema, siendo los cuerpos arenosos más frecuentes que en las zonas más proximales descritas anteriormente. Al igual que en Ágreda, se observa cómo la proporción de areniscas aumenta hacia techo.

En el caso de la columna de El Espino (fig. 5.8), se observa una evolución desde facies relativamente proximales (conglomerados polimícticos de escasa potencia granodecrecientes y con base erosiva), a facies medias o distales, en las que predominan los carbonatos (calcretas), siendo los conglomerados sustituidos progresivamente por areniscas de grano grueso con cantos de cuarcita en la base, areniscas de grano grueso con cantos de carbonato en la base (los cantos de carbonato implican un transporte probablemente menor), y areniscas de grano fino intercaladas con lutitas. Tanto en El Espino (fig. 5.8) como en Almajano (fig. 5.7) la acreción vertical fue elevada, como manifiesta la importante presencia de lutitas en relación con otro tipo de facies. El desarrollo de las calcretas no es muy acusado, probablemente en relación con las tasas relativamente altas de acreción vertical. Esta elevada acreción vertical está relacionada con el comienzo del proceso de rifting.

En San Felices (1SAN, fig. 5.18) la sedimentación comienza con un pequeño tramo de conglomerados oligomícticos de cuarcita y cuarzo y areniscas, que representarían la sedimentación en zonas medias del abanico. Hacia techo aparecen dolomías, originadas probablemente en lagos asociados a la parte distal de este sistema de abanicos, durante una etapa tectónicamente más estable. Hacia techo se registran dos pulsos sucesivos de reactivación del sistema, reapareciendo las facies conglomeráticas que son sustituidas por areniscas hacia techo.

En algunos casos, los conglomerados oligomícticos de cantos de carbonato proceden de la erosión de los propios niveles carbonatados (calcretas) de la Fm. Ágreda (Almajano, fig. 5.7).

- Ambiente lacustre/palustre:

En la Zona Norte (litosomas fundamentalmente carbonáticos, ver apartado 5.2.1) la Fm. Ágreda presenta facies características de este tipo de medio sedimentario, como son: las calizas *mudstone* (localmente *wackestone*) y dolomicritas con escaso contenido paleontológico, calizas *mudstone* y *wackestone* con ostrácodos y caráceas, calizas nodulosas con estructuras de huellas de raíces o calcretas. Asimismo, estas facies pueden aparecer junto con otras indicativas de presencia de corrientes canalizadas que desembocaban en el lago o en zonas marginales o palustres, (areniscas con bases erosivas y secuencias granodecrescentes). La asociación de facies lacustre/palustre aparece en las columnas de Almarza y Montenegro (figs. 5.1 y 5.3), con espesores de 10 y 7 m respectivamente. Las modificaciones de la sedimentación lacustre hacia estadios palustres aparecen en Almarza y Montenegro, con presencia de facies canalizadas en Almarza.

Por lo tanto, en la zona Norte los depósitos de la Fm. Ágreda presentan un origen lacustre/palustre, mientras que en las zonas Centro y Sur se encuentran relacionados con abanicos aluviales, presentando una potencia muy superior. En la zona Sur aparecen ocasionalmente calizas lacustres, asociadas a las zonas distales de los abanicos aluviales.

La Fm. Ágreda (SD 1) desde un punto de vista aloestratigráfico es equivalente al conjunto formado por la Fm. Nuestra Señora de Brezales y la Fm. Boleras (SD 1) del sector occidental de la Cuenca de Cameros. En este sector de la cuenca, el espesor de dichas formaciones (Martín-Closas y Alonso, 1998, Arribas *et al.*, 2003) es mucho menor que en el sector oriental (figs. 5.25, 5.26 y 5.27). Asimismo, se puede observar que la potencia de la SD 1 (Fm. Nuestra Señora de Brezales y Fm. Boleras) presenta una potencia superior en la zona Norte del sector occidental con respecto a la Zona Sur.

La Fm. Nuestra Señora de Brezales (columnas de AHE, BRZ, GAS, MON, CID, HMO, CML, RUP, TRR, TRZ de Arribas *et al.*, 2003, ver localizaciones en fig. 1.3) está formada principalmente por conglomerados clastosoportados con cantos de carbonato, que presentan matriz carbonática. También aparecen sedarenitas y cuarzoarenitas con cantidades variables de granos carbonáticos. La Fm. Nuestra Señora de Brezales pudiera considerarse equivalente a las zonas de abanicos aluviales de la Fm. Ágreda, puesto que ambas unidades son mayoritariamente detríticas. Existen diferencias muy marcadas entre ambas formaciones. Las litofacies son generalmente distintas, predominando en los abanicos aluviales de la Fm. Ágreda los conglomerados oligomícticos de cantos de cuarcita, mientras que en la Fm. Nuestra Señora de Brezales los conglomerados son oligomícticos de cantos carbonáticos o polimícticos con importante presencia de cantos carbonáticos.

Según Arribas *et al.* (2003), las areniscas de la Fm. Nuestra Señora de Brezales presentan granos de cuarzo monocristalino bien redondeados y abundantes fragmentos de roca carbonáticos, indicativos de su origen sedimentoclástico principal. En la Zona Norte del sector occidental (RUP, TRZ, fig. 1.3) aparecen micas (moscovita y biotita), feldespatos potásicos, plagioclasa y fragmentos de roca metamórfica. Los fragmentos de roca metamórfica y las plagioclasas no aparecen en el sector oriental hasta la Fm. Magaña. Los feldespatos potásicos son muy escasos en la Fm. Ágreda en el sector oriental, al igual que la moscovita. En dicho sector no se ha observado biotita. Por lo tanto, como primera aproximación a la procedencia de estas unidades, cabe señalar que la procedencia de la Fm. Nuestra Señora de Brezales (sector occidental) es distinta a la procedencia de cualquiera de los dos ambientes en los que se depositó la Fm. Ágreda (sector oriental).

La Fm. Boleras (columnas de AHE, BRZ, GAS, MON, CID, CML, RUP, CTV, TRZ, TRR de Arribas *et al.*, 2003, ver localizaciones en fig. 1.3) es fundamentalmente carbonática, presentando calizas lacustres con ostrácodos, caráceas y oncolitos, calizas brechificadas de carácter palustre y calcretas. Desde un punto de vista aloestratigráfico se puede considerar equivalente a los ambientes lacustres anteriormente descritos para la Fm. Ágreda en el sector oriental (Almarza, Montenegro, figs. 5.1 y 5.3).

Es importante señalar que en el sector occidental la Fm. Boleras aparece sobre la Fm. Nuestra Señora de Brezales, en relación de concordancia. Sin embargo, en el Sector oriental los abanicos aluviales y los ambientes lacustres de la Fm. Ágreda aparecen de forma independiente, registrándose los abanicos aluviales en las Zonas Centro y Sur y los depósitos lacustres en la Zona Norte).

La figura 5.27 incluye la columna de Hoyo del Moro del sector occidental (HMO, fig. 1.3 para situación) en el panel de correlación. En esta columna, el Grupo Tera está exclusivamente representado por la Fm. Nuestra Señora de Brezales, a techo de la cual aparece en relación de discordancia la Fm. Abejar (SD 7). El resto del Grupo Tera probablemente se depositó pero fue erosionado.

ALMA	PRA	MOV	ALM	POR	CAS	ESP	ITRE	BLA	AGE	ISAN	VUR
Lacustre- palustre	Abanico proximal	Palustre	Abanico distal	Abanico proximal	Abanico proximal	Abanico medio -distal	Abanico proximal	Abanico proximal	Abanico proximal- medio	abanico proximal- medio	Abanico proximal -medio

Tabla 5.4. Medio sedimentario para cada una de las columnas en las que aparece la Fm. Ágreda.

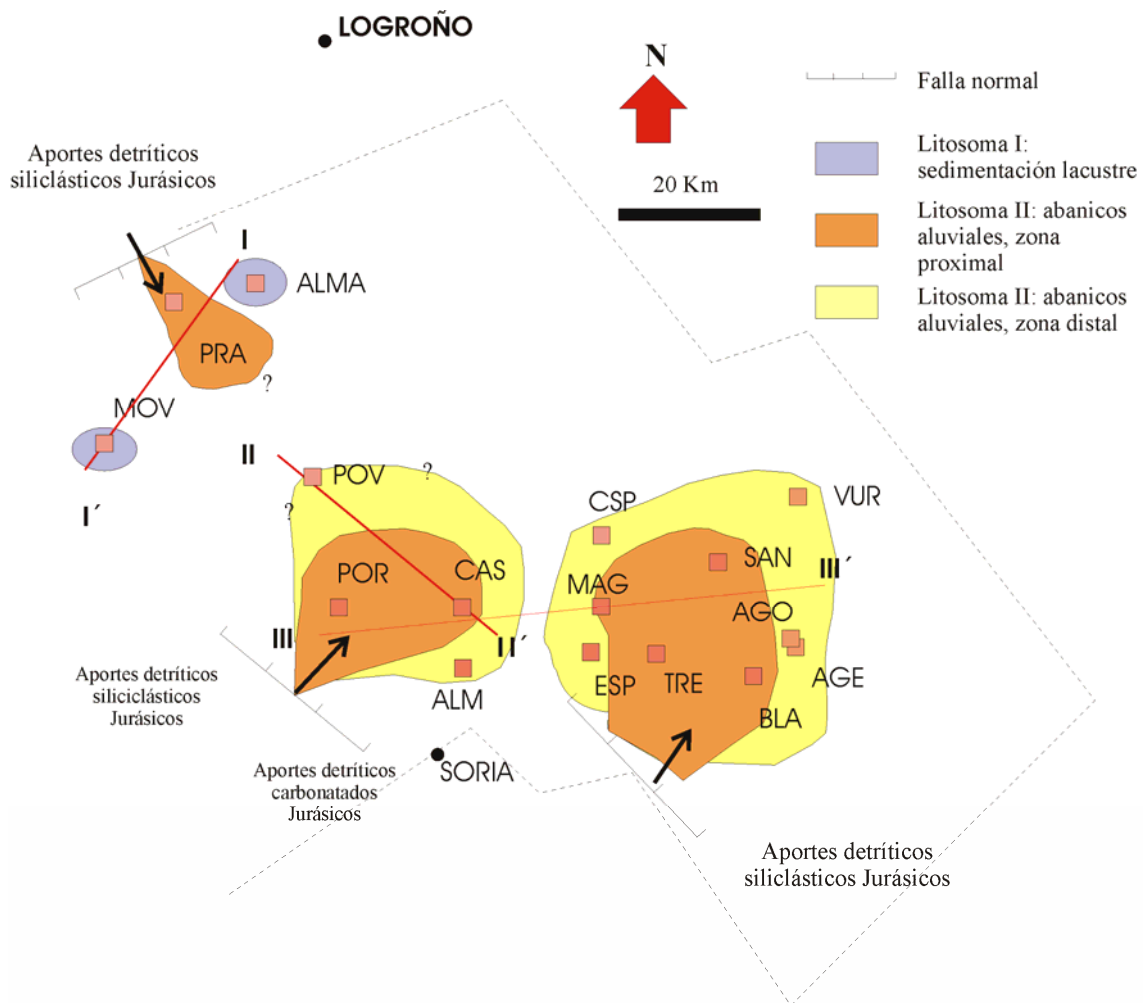


Fig. 5.42: Mapa paleogeográfico para el techo de la SD 1 (Fm. Ágreda). Las líneas rojas representan los paneles de correlación 5.14, 5.15, 5.16. La línea más externa discontinua se corresponde con el borde aproximado del sector oriental de la Cuenca de Cameros. Ver siglas de columnas en fig. 5.28.

5.3.3.2. Secuencia deposicional 2 (SD 2):

- Fm. Magaña:**

La Fm. Magaña se depositó en sistemas fluviales fundamentalmente meandriformes (fig. 5.43). La Fm. Magaña ha sido anteriormente dividida en Fm. Magaña 1 y Fm. Magaña 2 (ver apartado 5.2.1, tabla 5.2). La Fm. Magaña 2 probablemente represente facies más distales dentro un sistema fluvial meandriforme. Las facies de canal son menos frecuentes y menos potentes que en la Fm. Magaña 1, así como los fenómenos de coalescencia. Además, se observa una reducción notable del tamaño de grano. Por todo ello, se considera que la Fm. Magaña 1 representa áreas más proximales dentro del sistema fluvial meandriforme que la Fm. Magaña 2.

En su conjunto la Fm. Magaña en la columna de San Felices (2SAN y 3SAN) muestra una evolución más compleja que en el resto de las secciones. La primera parte de la formación presenta una granulometría fina (2SAN), mientras que hacia techo se observa una reactivación (tramos 1-27 de la columna 3SAN), que se refleja en un aumento de la granulometría y en un aumento de la relación facies canalizadas/facies no canalizadas. Tras esta reactivación, el tamaño de grano disminuye de nuevo (tramos 28-86) y disminuye ligeramente la relación anterior. Interpretamos que esta evolución de la zona de San Felices es más compleja por encontrarse en la zona depocentral para esta unidad. Consideramos que inicialmente las características del sistema fluvial meandriforme eran más propias de una zona relativamente distal, experimentando después una reactivación asociada a la propia creación de espacio de acumulación en esta zona depocentral. Dicha reactivación probablemente estuvo asociada a un incremento de la frecuencia de los procesos de avulsión del canal, permitiendo así la sedimentación de facies más proximales y con mayor registro de facies canalizadas y finalmente facies más distales hacia techo de la unidad.

Dentro de la Fm. Magaña se reconocen tramos de calizas lacustres en la columna de La Póveda (fig. 5.4). En esta columna aparecen tramos de calizas *mudstone* negras fétidas, y calizas arenosas grises o negras. Las capas nunca superan 1 m de potencia. Se trataría de pequeños lagos, ricos en materia orgánica, que se desarrollarían en la llanura de inundación del río meandriforme. Los tramos de calizas *mudstone* aparecen en la Fm. Magaña 2, por lo que se interpretan como facies de transición entre la sedimentación fluvial meandriforme (Fm. Magaña) y la sedimentación lacustre (Fm. Sierra de Matute). La abundancia de calizas lacustres en la columna de La Póveda es por tanto propia del registro de la parte alta de la Fm. Magaña.

Por otra parte, hay que señalar la presencia de conglomerados con cantos calcáreos, tanto en la Fm. Magaña 1 (El Espino, Valdegutur, figs. 5.8 y 5.21), como en el techo de la Fm. Magaña 2 (Magaña, Ágreda, figs. 5.9 y 5.13, ver fig. 1.3 para localización). Estos conglomerados serían producto de la erosión de áreas fuente sedimentarias carbonáticas.

La Fm. Magaña en su conjunto muestra su zona depocentral en San Felices, alcanzando las potencias máximas en la zona SE del sector oriental (fig. 5.29). La potencia de la Fm. Magaña disminuye muy bruscamente desde San Felices y Ágreda hacia Valdegutur. También disminuye, aunque en este caso progresivamente, hacia la zona Centro del sector oriental, aumentando progresivamente hacia el Norte, registrando un depocentro secundario en Almarza. La Fm. Magaña es mucho menos potente en el sector occidental de la Cuenca de Cameros (ver correlaciones de Arribas *et al.*, 2003), presentando una potencia superior al Norte que en el Sur, donde prácticamente no aflora (fig. 5.25 frente a fig. 5.26 en su sector occidental).

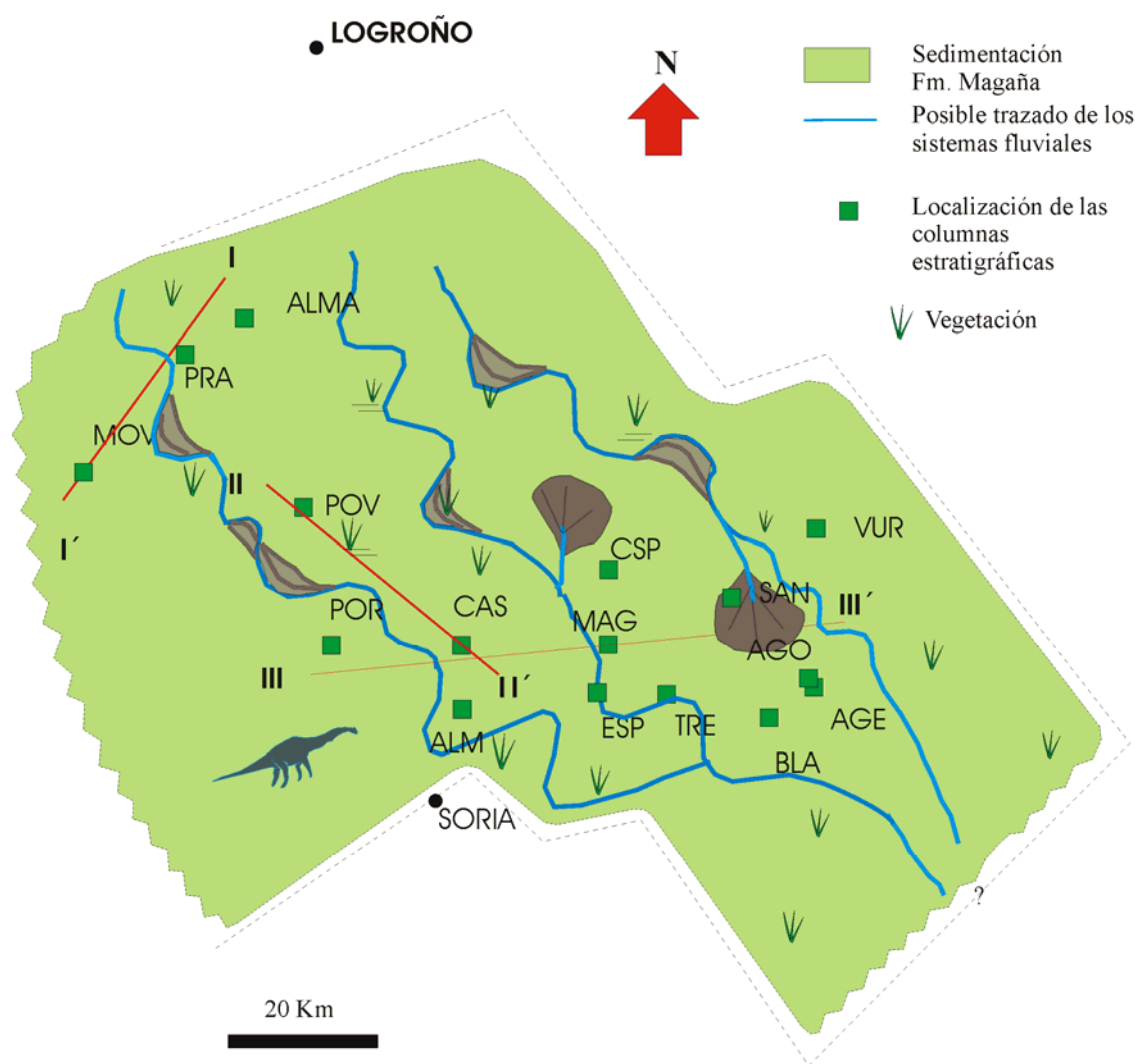


Fig. 5.43: Mapa paleogeográfico para el comienzo de la SD 2 (techo de la Fm. Magaña). Las líneas rojas representan los paneles de correlación 5.22, 5.23, 5.24. La línea más externa discontinua se corresponde con el borde aproximado del sector oriental de la Cuenca de Cameros. Ver siglas de columnas en fig. 5.28.

- **Fm. Sierra de Matute:**

Dentro de la Fm. Sierra de Matute se pueden distinguir cuatro tipos principales de ambientes sedimentarios lacustres (figs. 5.22, 5.23, 5.24, 5.41), además de las modificaciones palustres de la sedimentación lacustre: Lagos someros con sedimentación carbonática, lagos someros con sedimentación mixta carbonática-siliciclástica, lagos efímeros alcalinos con frecuentes estromatolitos y pseudomorfos de sales (sistemas *playa-lake*) y lagos carbonáticos con materia orgánica. Los lagos efímeros alcalinos pueden presentar cierta influencia de aportes siliciclásticos (El Collado, fig. 5.12).

La sedimentación de las formaciones Magaña y Sierra de Matute constituye una secuencia deposicional (SD 2), puesto que los distintos tipos de sistemas (fluviales y lacustres) fueron parcialmente coetáneos en tiempo y se encontraban interrelacionados entre sí (figs. 5.43 a 5.46). Las descargas clásticas observadas en los lagos proceden probablemente de los sistemas meandriformes de la Fm. Magaña, que descargarían en dichos sistemas lacustres.

Como se puede observar, tanto los lagos salinos-carbonatados como los lagos con carbonatados con materia orgánica quedaron restringidos a la Zona Sur del sector oriental de la Cuenca de Cameros (para el Grupo Tera, figs. 5.45 y 5.46). Se trata de la zona depocentral (San Felices) para la Fm. Sierra de Matute. En la Zona Norte aparecen exclusivamente secuencias de lagos someros con sedimentación carbonática o mixta (fig. 5.44).

La Fm. Sierra de Matute presenta una mayor variabilidad de facies tanto lateral como vertical en comparación con las formaciones infrayacentes, por lo que en este caso se explicará de forma más detallada la evolución de los ambientes lacustres pertenecientes a dicha formación para cada una de las columnas estratigráficas en las que aflora (tabla 5.5):

Serie	ALMA	ALM	ESP	CAS	MAG	CSP	AGE	AGO	3SAN	VUR
Medios sedimentarios	Mixto	Mixto	104-116: Mixto 117-130: Carbonatado	Mixto	19-29: Mixto 30-69: Alcalino 70-106: Alcalino 107-112: M.O.	1-38. Alcalino 39-149: Alcalino con M.O.	132-154: Mixto 29-68: Alcalino 69-93: Alcalino con M.O.	1-28: Carbonatado. 29-68: Alcalino 69-93: Alcalino con M.O.	87-245: Mixto 246-361: Alcalino 362-434: M.O.	43-49: Mixto 50-55: Alcalino

Tabla 5.5: Tipología de los lagos de la Fm. Sierra de Matute. Los números indican los tramos de las columnas. Ver figs. 5.1, 5.7, 5.6, 5.8, 5.9, 5.12, 5.13, 5.14, 5.18, 5.19.

Zona Norte:

-Almarza: Se interpretan como lagos con sedimentación mixta carbonática-siliciclástica (figs. 5.1 y 5.44), observándose un ligero aumento de la sedimentación siliciclástica hacia el techo de la formación.

Zona Centro:

-Castilfrío: La alternancia de areniscas, limolitas y calizas observada en el sondeo parece indicativa de un lago con sedimentación mixta carbonática-siliciclástica (figs. 5.6 y 5.44).

Zona Sur:

-Almajano: Se interpretan como lagos con sedimentación mixta carbonática-siliciclástica (figs. 5.7 y 5.44), por las areniscas canalizadas que aparecen intercaladas con las secuencias de calizas *mudstone* y *wackestone* con ostrácodos y caráceas.

-El Espino: Se observa una evolución desde lagos con sedimentación mixta carbonática-siliciclástica, en los que aparecen calizas con ostrácodos y caráceas, calizas arenosas, areniscas canalizadas y margas, a lagos con sedimentación carbonática hacia techo de la columna (figs. 5.8 y 5.44).

-Magaña: La parte basal de la Fm. Sierra de Matute se interpreta como lagos de sedimentación mixta carbonática-siliciclástica (figs. 5.9 y 5.44), con predominio de la sedimentación siliciclástica. La parte media se interpreta como depositada en lagos efímeros alcalinos con frecuentes estromatolitos y pseudomorfos de sales (fig. 5.45), con cierta influencia siliciclástica en su parte inicial. En dicha parte inferior, son frecuentes las costras ferruginosas, que se pueden interpretar como episodios de desecación, que pueden estar relacionados con un aumento de la aridez o con un aumento del endorreísmo del lago. Las costras ferruginosas son mucho más abundantes que en el resto de columnas estratigráficas de la zona, por lo que se interpreta que esta área sufrió episodios de exposición subaérea más importantes. Este hecho, junto con la elevada presencia de capas de caliza con pseudomorfos de yeso, señala un predominio de las condiciones de sedimentación relativamente someras. Podría tratarse de un lago con baja pendiente en el que quedasen expuestas grandes áreas por descensos de la lámina de agua relativamente pequeños.

Hacia la parte superior de la columna (fig. 5.9), la presencia de ferruginizaciones a techo de los estratos se reduce de forma muy importante. Posteriormente se dejan de observar los pseudomorfos de yeso, implicando un descenso de la salinidad, estando la secuencia constituida fundamentalmente por calizas estromatolíticas. Este cambio se interpreta como una etapa más húmeda o como una disminución de las condiciones de endorreísmo del lago. Hacia techo vuelven a ser muy frecuentes las ferruginizaciones hacia techo de los estratos. Los tramos finales están constituidos por calizas *mudstone*, calizas con estromatolitos y calizas con pseudomorfos, que presentan colores negros. Se interpreta como un lago carbonatado con sedimentación orgánica y cierta influencia alcalina (fig. 5.46).

-El Collado: La parte inferior de esta formación se depositó en un lago efímero alcalino con pseudomorfos de sales y cierta influencia de la sedimentación siliciclástica (figs. 5.12 y 5.45). La parte superior de la columna presenta características similares al conjunto anterior, pero se observa además un elevado contenido en materia orgánica, interpretándose como un lago carbonatado con sedimentación orgánica con cierta influencia alcalina (fig. 5.46).

-Ágreda: El techo de la columna de Ágreda Este (AGE, fig. 5.13) se interpreta como producto de la sedimentación en lagos someros carbonatados con cierta influencia siliciclástica (la litología dominante son las calizas limosas) (fig. 5.44). La parte inicial de la serie de Ágreda

Oeste (AGO, fig. 5.14) se interpreta como un lago somero carbonatado (desaparece el componente siliciclástico, figs. 5.14 y 5.44). La parte media de esta misma columna se interpreta como depositada en lagos efimeros alcalinos con pseudomorfos de evaporitas (fig. 5.45). La salinidad debió sufrir variaciones a lo largo del tiempo, puesto que no se observan pseudomorfos de una forma continua, sino que suelen aparecer hacia techo de secuencias de somerización. El techo de la columna de Ágreda Oeste se interpreta como sedimentado en un lago carbonatado con influencia de la materia orgánica, con un cierto carácter alcalino (fig. 5.46).

-San Felices: La parte inicial de la Fm. Sierra de Matute en esta columna (3SAN, fig. 5.20) está constituida por una alternancia de calizas arenosas, calizas y areniscas, que se interpretan como un lago somero mixto carbonatado-siliciclástico (fig. 5.44). La parte superior de este conjunto se sedimentaría en aguas más limpias, con menor influencia siliciclástica. La parte media representa lagos efimeros alcalinos con estromatolitos y pseudomorfos de evaporitas (fig. 5.45). En el techo de la columna las calizas o dolomías presentan colores negros y son fétidas, por lo que se interpreta este conjunto como un lago carbonatado con sedimentación orgánica con cierta influencia alcalina (fig. 5.46). En sus primeras etapas dicho lago sufriría más procesos de desecación posiblemente parciales en los que se dieron condiciones de sedimentación palustre, como demuestra la presencia de varios niveles de calizas con cantos planos. En el techo de la columna no se observan evidencias de desecación de la lámina de agua del lago, aunque tampoco debió existir un aumento de la profundidad de la misma muy significativo puesto que siguen apareciendo calizas estromatolíticas.

-Valdegutur: El espesor de la Fm. Sierra de Matute es muy reducido en Valdegutur (fig. 5.21), comparado con el resto de las columnas de la zona Sur. La sedimentación comienza con lagos mixtos carbonatados-siliciclásticos (fig. 5.44) y hacia techo de la columna pasa a ser una sedimentación progresivamente más alcalina, puesto que aparecen calizas brechificadas oquerosas hacia techo (ver interpretación de esta facies en el apartado 5.2.1.). Por tanto, el sistema evolucionaría desde lagos mixtos carbonatados-siliciclásticos a lagos efimeros alcalinos con estromatolitos (fig. 5.45).

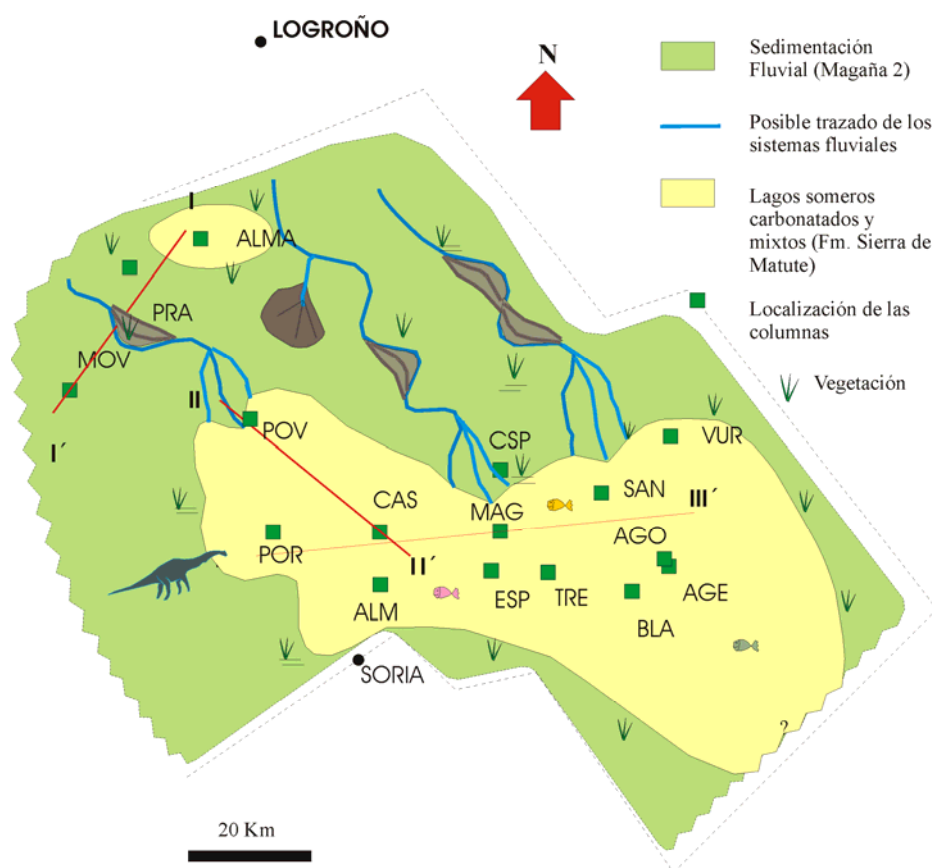


Fig. 5.44: Mapa paleogeográfico la etapa de la SD 2 con sedimentación fluvial y sedimentación lacustre (lagos carbonatados someros y lagos someros mixtos carbonatados-siliciclásticos). Se corresponde con la sedimentación de la Fm. Magaña 2 y el comienzo de la Fm. Sierra de Matute. Las líneas rojas representan los paneles de correlación 5.14, 5.15, 5.16. La línea más externa discontinua se corresponde con el borde aproximado del sector oriental de la Cuenca de Cameros. Ver siglas de columnas en fig. 5.28.

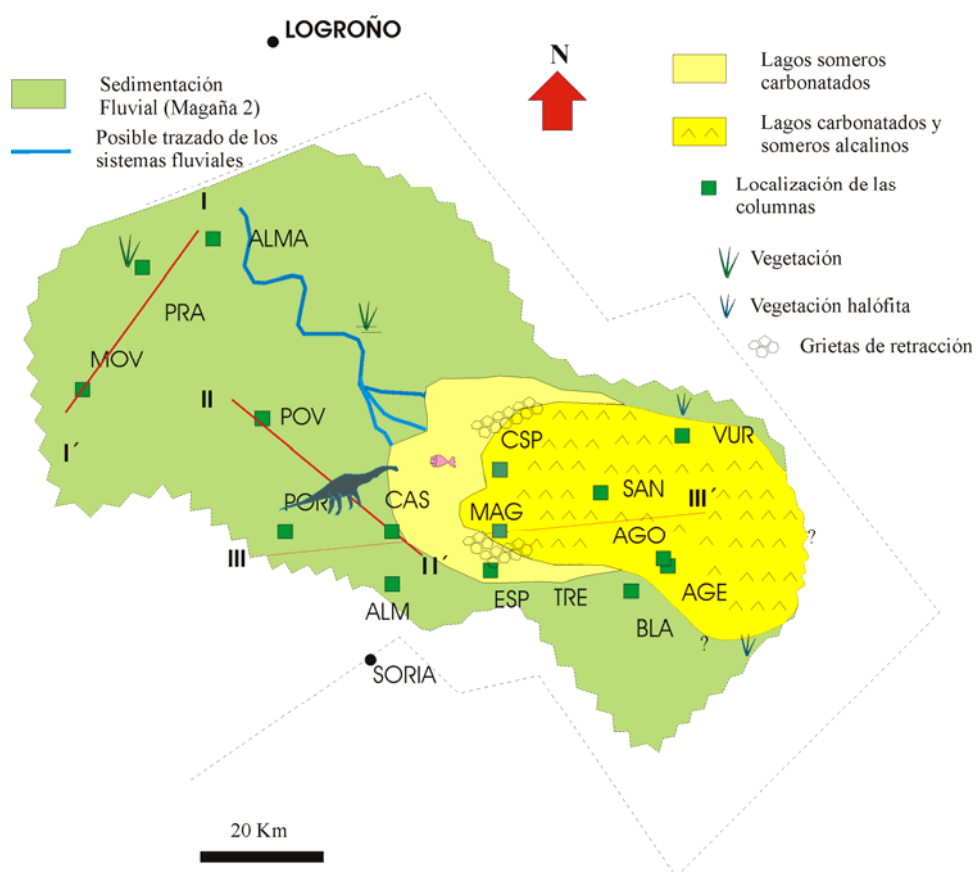


Fig. 5.45: Mapa paleogeográfico para la etapa de la SD 2, con sedimentación fluvial y sedimentación lacustre (predominio de lagos carbonatados someros alcalinos). Se corresponde con la sedimentación de la Fm. Magaña 2 y la parte media de la Fm. Sierra de Matute.

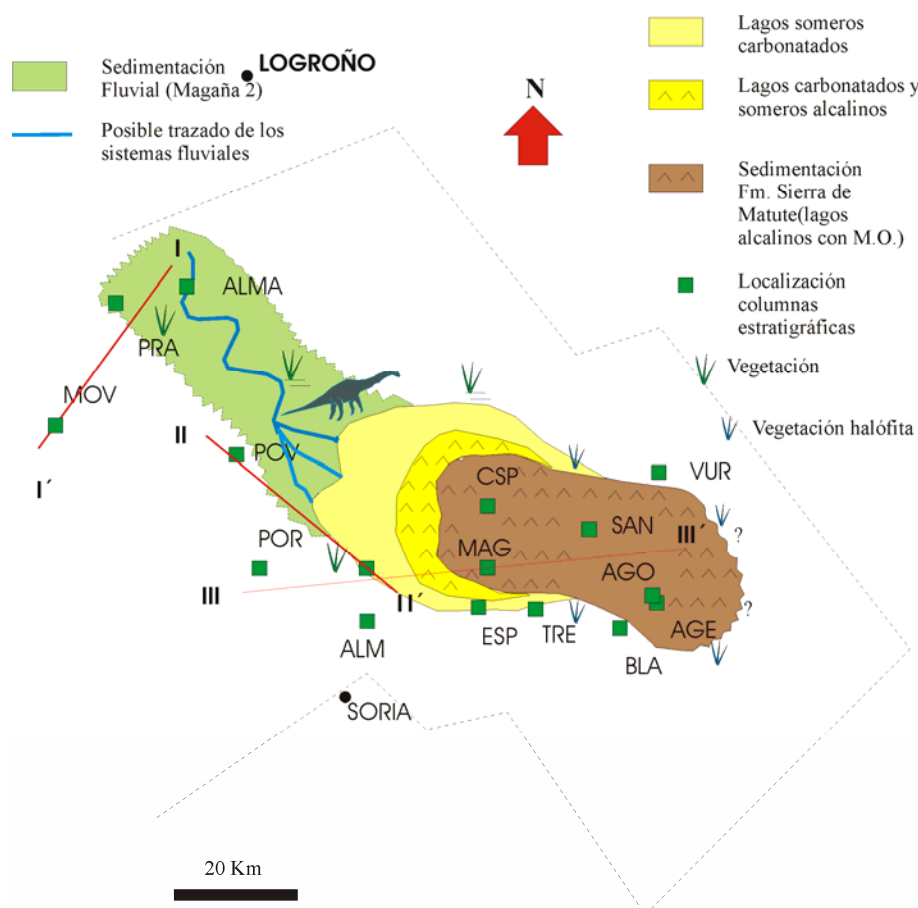


Fig. 5.46: Mapa paleogeográfico para el final de la SD 2 (la sedimentación tiene lugar fundamentalmente en lagos alcalinos con materia orgánica).

Resumen de la evolución estratigráfica de la Fm. Sierra de Matute y discusión de la influencia marina en la misma:

En la Zona Norte del Sector oriental de la Cuenca de Cameros sólo se han observado asociaciones características de lagos someros mixtos carbonatados-siliciclásticos (fig. 5.44). En la Zona Sur, por el contrario, aparece una gran variedad de sedimentos lacustres, depositados en lagos de distinto tipo. En los casos más complejos (Magaña, El Collado, Ágreda, San Felices) se observa una evolución de base a techo desde lagos con sedimentación mixta carbonática-siliciclástica (con un mayor o menor predominio de la sedimentación siliciclástica), lagos efímeros alcalinos con estromatolitos y pseudomorfos de sales y lagos carbonatados ricos en materia orgánica, que pueden llegar a presentar una cierta influencia alcalina (figs. 5.44, 5.45 y 5.46).

Dentro de la Zona Sur (fig. 5.26), la Fm. Sierra de Matute es progresivamente más potente hacia el Este, hasta llegar a la zona depocentral (San Felices, ver mapa de isopacas en fig. 5.30). Por lo tanto, durante la sedimentación de la Fm. Sierra de Matute, el espacio de acomodación fue mayor hacia las zonas más orientales. Este mayor espacio de acomodación permitió el registro de sucesivas secuencias de carbonatos lacustres, que presentaron distinto

tipo en función de las variaciones en las condiciones climáticas y del endorreísmo de la cuenca. En las zonas occidentales (Almajano, El Espino) sólo se registra el primer tipo de lagos (lagos con sedimentación mixta carbonática-siliciclástica o lagos someros carbonatados, fig. 5.44), posiblemente como consecuencia del menor espacio de acomodación disponible. Los lagos efímeros alcalinos con estromatolitos y pseudomorfos de sales, así como los lagos carbonatados con materia orgánica aparecen exclusivamente hacia la Zona Sur oriental (Magaña, El Collado, Ágreda, San Felices, Valdegutur, fig. 5.46). La evolución desde lagos con sedimentación mixta carbonática-siliciclástica (lagos someros carbonatados) a lagos carbonatados-salinos se puede explicar mediante distintas hipótesis:

1. Aumento del endorreísmo.
2. Aumento de la aridez (causas climáticas).
3. Las aguas que llegan al lago son más salinas puesto que provienen del lavado de zonas evaporíticas.

Posiblemente la hipótesis más sencilla para explicar este cambio en las condiciones de sedimentación lacustre sea la primera: el desarrollo del propio proceso de rifting indujo la formación de cuencas lacustres más cerradas que las preexistentes, como consecuencia de la formación de “umbrales” hacia las zonas de límite de la zona depocentral, aumentando así el endorreísmo de estos lagos.

La evolución desde lagos efímeros alcalinos con estromatolitos y pseudomorfos de sales a lagos carbonatados con materia orgánica se produjo por un cambio en las condiciones ambientales de los lagos, posiblemente en relación a un proceso de eutrofización, que no debió de ir acompañado de un aumento significativo de la profundidad de los mismos, puesto que siguen apareciendo calizas con estromatolitos y ocasionalmente pseudomorfos de yeso o brechas de cantos planos. La variación de la superficie de los lagos apoya la hipótesis del aumento del endorreísmo. Los lagos carbonatados ricos en materia orgánica presentaron una extensión posiblemente menor que los lagos carbonatados alcalinos (figs. 5.46 y 5.45).

La potencia de la Fm. Sierra de Matute es mucho mayor en el Sector oriental de la Cuenca de Cameros que en el occidental. Dentro de éste último, la Fm. Sierra de Matute aparece principalmente en la Zona Norte de la cuenca (fig. 5.25), registrando únicamente sedimentación en lagos carbonatados o con sedimentación mixta carbonática-siliciclástica.

Schudack y Schudack (1989) señalan una incursión marina que penetraría desde el SE durante el Berriasiense, en base a una asociación de ostrácodos de carácter salobre. Gómez Fernández (1992) y Gómez Fernández y Meléndez (1994) describen la presencia de foraminíferos miliólidos en la zona Sur de la Fm. Sierra de Matute, infiriendo así contaminaciones marinas ocasionales. La presencia de dichos foraminíferos no ha sido detectada en el presente estudio.

Mas *et al.* (1993) señalaron que la sedimentación de los depósitos lacustres de la Fm. Sierra de Matute se correspondería con una etapa de nivel del mar alto en la curva de Haq *et al.* (1986), tanto en la curva eustática de periodo largo (*long term*) como en la de periodo corto (*short term*).

Se han realizado análisis de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtenidos en las matrices calcíticas y dolomíticas en la Fm. Sierra de Matute (columna de Magaña, tabla 5.6). Aunque el número de análisis realizados es muy escaso, hay que señalar que los valores obtenidos se encuentran significativamente fuera de la curva de valores marinos calculada por Veizer *et al.* (1999), teniendo en cuenta la edad Berriasiense de esta formación. Por lo tanto, es probable que la incursión marina afectase únicamente a la Zona Sur de la cuenca, puesto que los foraminíferos fueron observados en esta zona y los valores de isótopos del estroncio parecen señalar un ambiente continental para el depósito de la Fm. Sierra de Matute hacia el Norte.

MUESTRA	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
MAG-12 CC	0,708286
MAG-11 DOL	0,708123
MAG-11-2 DOL	0,708095
MAG-12-L CC	0,708287

Tabla 5.6: Valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para distintas muestras de la columna de Magaña. Se han realizado dos análisis de matriz en cada muestra. CC: Calcita. DOL: Dolomita.

Los análisis de isótopos estables realizados en la matriz calcítica de calizas *mudstone* y calizas con pseudomorfo de yeso de la Fm. Sierra de Matute en Magaña y San Felices presentan valores de $\delta^{18}\text{O}$ sensiblemente más ligeros que las muestras con matriz dolomítica (tabla 5.7, muestras de San Felices). Los valores relativamente pesados del isótopo en la dolomita podrían interpretarse como producto de la influencia marina en la columna de Magaña. Esta hipótesis parece poco probable, puesto que los valores de la calcita para la misma sección no son indicativos de esta influencia, que por otra parte se ha descartado en esta zona con los isótopos de Sr.

El principal problema de la interpretación de los isótopos de la dolomita reside en la dificultad de distinguir entre un origen diagenético o sedimentario del mineral (Talbot y Kelts, 1990). La composición isotópica de oxígeno de la dolomita normalmente deriva de la composición del fluido dolomitizante, no de la caliza precursora (Land, 1980, Banner *et al.*, 1988). Consecuentemente, las dolomitas con valores enriquecidos en el isótopo pesado del oxígeno procederán de salmueras (evaporíticas) ricas en ^{18}O (Melim y Scholle, 2002). Los datos

petrográficos no nos permiten discriminar entre ambos posibles orígenes, debido al pequeño tamaño de los cristales y la uniformidad de los mismos.

En nuestro caso, existe un $\Delta \delta^{18}\text{O}_{\text{DOL-CAL}} = 8 \text{ ‰}$ como incremento medio entre las matrices de calcita y las de dolomita. Esta diferencia tan elevada en el fraccionamiento del isótopo de oxígeno entre ambos minerales se ha interpretado por otros autores como indicativa de la precipitación primaria de dolomita (Epstein *et al.*, 1964; O'Neil y Epstein, 1966; Northrop y Clayton, 1966). Estos estudios señalan un $\Delta \delta^{18}\text{O}_{\text{DOL-CAL}}$ entre 4 y 7 ‰, que consideran como producto de la precipitación primaria de dolomita, con un fraccionamiento ideal entre la dolomita y el agua. Rameil (2008) indica un $\Delta \delta^{18}\text{O}_{\text{DOL-CAL}} > 3 \text{ ‰}$ para dolomitas formadas por evaporación de salmueras. Arenas *et al.* (1997) registraron un $\Delta \delta^{18}\text{O}_{\text{DOL-CAL}} = 7,5 \text{ ‰}$ en depósitos lacustres miocenos de la cuenca del Ebro, interpretándolos así mismo como el resultado de la precipitación primaria de dolomita debida a una intensa evaporación. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ pesados de la dolomita en la columna de Magaña posiblemente se encuentren relacionados con un proceso de evaporación muy intenso. La presencia de sulfatos se considera un factor inhibidor de los procesos de dolomitización (Tucker y Wright, 1990).

Por lo tanto, en los lagos efímeros alcalinos en la zona de Magaña pudieron llegar a alcanzarse condiciones de evaporación suficientes como para que tuviese lugar un proceso de dolomitización muy temprano. El modelo podría ser equivalente al propuesto para zonas de *sabkha*: la evaporación en la zona capilar induce un flujo ascendente de agua subterránea hacia dicha zona, que permite la formación de la dolomita (Tucker y Wright, 1990). La dolomitización por evaporación sería posible puesto que la precipitación de yeso eliminaría los sulfatos del sistema, y aumentaría la relación Mg/Ca, favoreciendo el proceso de dolomitización.

La hipótesis de la dolomitización temprana queda reforzada si comparamos los datos isotópicos de lagos someros mixtos carbonatados-siliciclásticos (San Felices) con los datos de lagos efímeros alcalinos (Magaña) (tabla 5.7). En el caso de los lagos mixtos, el $\Delta \delta^{18}\text{O}_{\text{DOL-CAL}}$ es 1,1 ‰ considerando la matriz dolomítica no ferrosa y el $\Delta \delta^{18}\text{O}_{\text{DOLFE-CAL}}$ presenta un valor de -2,3 ‰ si calculamos la diferencia con la matriz dolomítica ferrosa. Según Arenas *et al.* (1997), basándose en un trabajo previo de McKenzie (1981), los valores de $\Delta \delta^{18}\text{O}_{\text{DOL-CAL}}$ de 2 a 4 ‰ son indicativos de un reemplazamiento de la dolomita en equilibrio con la calcita correspondiente. Por lo tanto, los valores menores de $\Delta \delta^{18}\text{O}_{\text{DOL-CAL}}$ de los lagos someros mixtos nos indican que la dolomita en este caso es probablemente de origen diagenético, mientras que en los lagos efímeros alcalinos se dieron condiciones de evaporación o de tiempo de residencia del agua que pudieron permitir la precipitación primaria de dolomita.

Por último, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de la matriz de calcita de calizas *mudstone* de lagos carbonatados someros mixtos de la zona Norte (Almarza) son relativamente más pesados que los lagos del mismo tipo en la zona Sur (Magaña). Posiblemente esta variación se deba a que la

muestra estudiada en la columna de Magaña se encuentra en la base de la Fm. Sierra de Matute, en un nivel calcáreo intercalado con sedimentos siliciclásticos, por lo que la influencia de los sistemas fluviales era mucho más intensa (fig. 5.9) que en la muestra de Almarza (fig. 5.1). Asimismo, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ son relativamente más pesados en la Zona Norte que en la Zona Sur, por lo que interpretamos una menor influencia de la materia orgánica en la Zona Norte.

Muestra	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)	Formación	
PRA03	-6,01	-8,09	Matriz dolomítica ferrosa	Magaña (fluvial)
ARZA05	-4,67	-7,77	Matriz calcítica	Matute (lago mixto)
ARZA05	-4,52	-7,44	Matriz calcítica	Matute (lago mixto)
MAG02	-8,85	-13,20	Nódulo dol. Ferroso	Magaña (fluvial)
MAG02	-5,53	-9,54	Matriz dolomítica	Magaña (fluvial)
MAG06	-7,47	-9,43	Matriz calcítica	Matute (lago mixto)
MAG06	-6,95	-9,35	Matriz calcítica	Matute (lago mixto)
MAG06	-7,56	-9,90	Matriz calcítica	Matute (lago mixto)
MAG07	-4,14	-9,36	Matriz calcítica	Matute (lago carbonatado alcalino)
MAG07	-4,51	-9,26	Matriz calcítica	Matute (lago carbonatado alcalino)
MAG11	-6,11	-1,48	Matriz dolomítica	Matute (lago carbonatado alcalino)
MAG14	-6,59	-0,94	Matriz dolomítica	Matute (lago carbonatado alcalino)
MAG14	-6,54	-1,39	Matriz dolomítica	Matute (lago carbonatado alcalino)
3SAN18	-6,46	-8,90	Matriz calcítica	Matute (lago mixto)
3SAN19	-6,32	-9,04	Matriz calcítica	Matute (lago mixto)
3SAN20	-6,87	-8,64	Matriz calcítica	Matute (lago mixto)
3SAN25	-7,38	-11,19	Matriz dolomítica ferrosa	Matute (lago mixto)
3SAN26	-6,93	-7,76	Matriz dolomítica	Matute (lago mixto)
MAG14	-10,88	-3,02	Calcita no Fe pseudomorfo	Matute (lago carbonatado alcalino)
3SAN19	-6,32	-8,18	Calcita no Fe pseudomorfo	Matute (lago mixto)
3SAN35	-6,87	-7,62	Calcita no Fe pseudomorfo	Matute (lago carbonatado alcalino)

Tabla 5.7: Valores de isótopos estables de las muestras de matriz calcítica o dolomítica de las calizas del Grupo Tera. Las tres últimas muestras se refieren a análisis realizados en la calcita no ferrosa de los pseudomorfos de yeso, que se describirán en el apartado 7.6.

5.4. EL GRUPO TERA EN EL MARCO TECTONOSSEDIMENTARIO DEL RIFT IBÉRICO MESOZOICO

Como ya hemos señalado anteriormente, la Cuenca de Cameros se formó desde el Tithoniense hasta el Albiense (Mas *et al.*, 1993, 1997b, 2002, 2003, 2004), dentro del contexto del rift mesozoico ibérico (ciclo II del rifting). Este segundo ciclo del rifting comenzó hacia finales del Oxfordiense, manteniéndose hasta el Albiense Medio. Durante el mismo, en el área de la cuenca Ibérica se formaron cuatro cuencas con fuerte subsidencia (Mas *et al.*, 1998, Salas *et al.*, 2001, Mas y Salas, 2002): la Cuenca de Cameros, la Cuenca del Maestrazgo, la Cuenca Sur-Ibérica y la Cuenca de Columbretes, en el *off-shore* mediterráneo (figs. 1.1 y 5.47).

Este ciclo de rifting coincide con el rift del Atlántico central hacia el Atlántico Norte. En el Golfo de Vizcaya, el rifting transtensional que venía desarrollándose culminó con la separación cortical del Atlántico medio y el comienzo de la apertura oceánica (Ziegler, 1988, Le Vot *et al.*, 1996, Vergés y García-Senz, 2001).

La subsidencia sin-rift comenzó en la cuenca del Maestrazgo durante el Oxfordiense terminal y en la Cuenca de Cameros durante el Tithoniense inferior. En la Cuenca Sur-Ibérica y posiblemente también en la Cuenca de las Columbretes (Mas *et al.*, 1993, Guimerà *et al.*, 1995, Salas *et al.*, 2001) empezó durante el Berriasiense. Por lo tanto, el proceso de rifting se inició en la Cuenca del Maestrazgo, para después propagarse a las otras cuencas.

Tanto la tasa de sedimentación como la velocidad de subsidencia fueron mucho más elevadas en la Cuenca de Cameros que en el resto de las cuencas mesozoicas de la Cordillera Ibérica. Sin embargo, el proceso de relleno guarda un claro paralelismo secuencial con otras cuencas de la Cordillera Ibérica (Cuenca Sur-Ibérica y Cuenca del Maestrazgo).

La Cuenca del Maestrazgo, a diferencia de la Cuenca de Cameros, presenta un neto predominio de los carbonatos marinos someros, únicamente interrumpido por sistemas clásticos de carácter deltaico durante el Aptiense basal y el Albiense (Salas, 1989, Salas *et al.*, 1995). En esta cuenca el inicio del rifting coincidió con un importante ascenso del nivel del mar. El registro sedimentario de la secuencia Tithoniense-Berriasiense está compuesto por una variedad de carbonatos de plataforma, caracterizados por llanuras de marea franjeadas por bajíos oolítico-bioclásticos (Fms. Pleta y Bovalar), que pasaban hacia la cuenca a calizas hemipelágicas de *Calpionella*, de hasta 1000 m de espesor (Salas, 1989, Salas *et al.*, 1995).

La Cuenca Sur-Ibérica presenta más de 2000 m de sedimentos sin-rift. En el registro sedimentario basal y superior de esta cuenca predominan las facies carbonatadas y mixtas correspondientes a ambientes marinos someros y litorales, mientras que en su registro intermedio predominan las facies clásticas y carbonatadas que corresponden a ambientes continentales aluviales y lacustres (García, 1977, Arias, 1978, Mas, 1981, Mas *et al.*, 1982, Vilas *et al.*, 1983). En general, todas las secuencias son más marinas en la Cuenca del Maestrazgo (Mas *et al.*, 1991), estando ambas cuencas abiertas al Tethys. La secuencia Tithoniense-Berriasiense estuvo formada en su parte inferior por carbonatos de ambientes marinos que predominantemente correspondían a barras submareales (Fm. Higuieruelas) para pasar progresivamente hacia techo a facies siliciclásticas y mixtas de llanuras mareales y sistemas deltaicos (Fm. Villar del Arzobispo), que llegaron a alcanzar hasta 600 m en las zonas depocentrales (Mas y Alonso, 1983, Mas *et al.*, 1984).

En la Cuenca de Cameros, el periodo comprendido entre el Tithoniense y el Berriasiense está dividido en tres subsecuencias deposicionales (J.10.1, J.10.2 y J.10.3, ver fig. 5.47, que en la nomenclatura específica de la cuenca se corresponden con la SD1 y la SD2 - Grupo Tera, objeto de este estudio - y la SD 3 - Grupo Oncala). Presentan un carácter

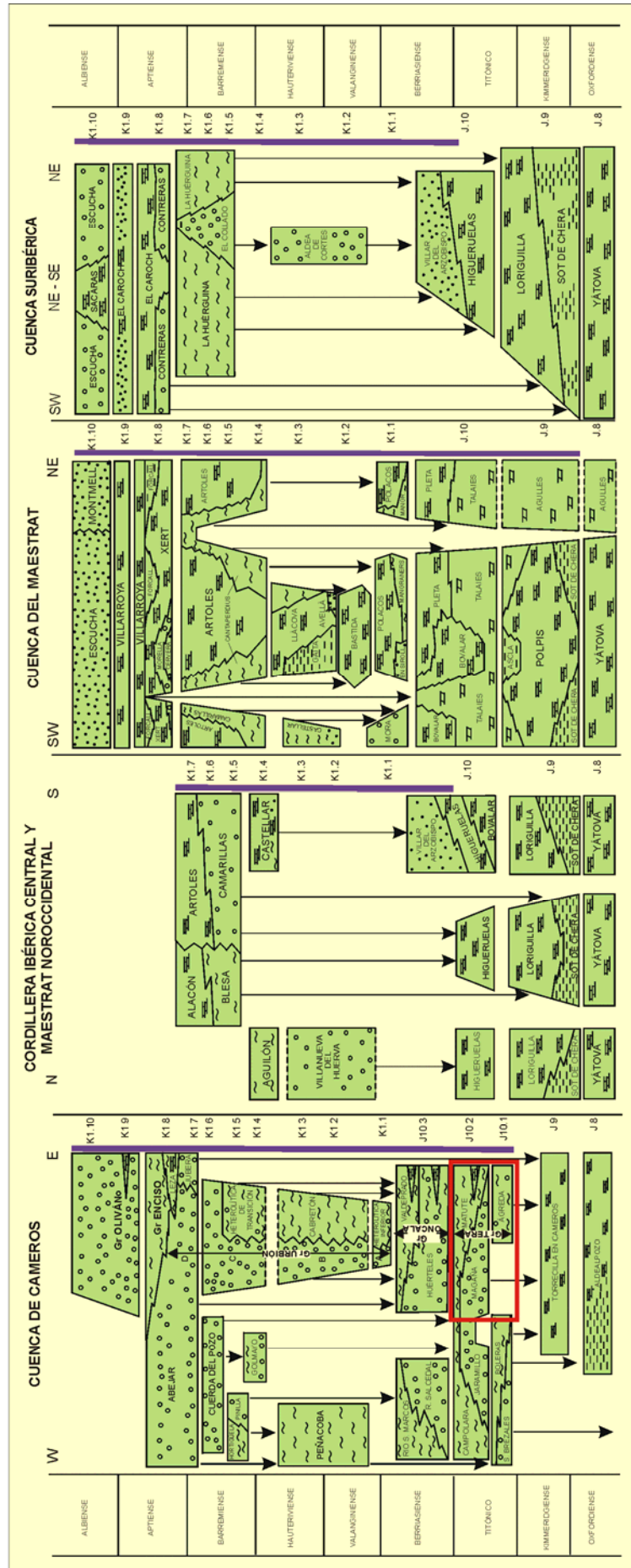
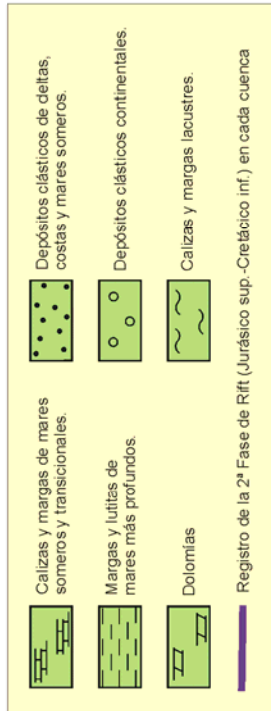
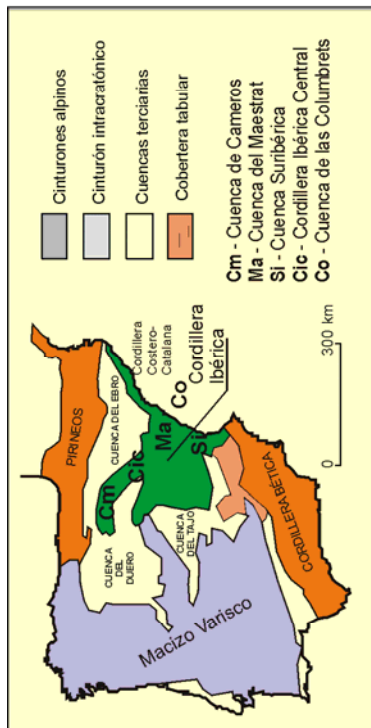
fundamentalmente continental, con incursiones marinas a techo del Grupo Tera (Fm. Sierra de Matute) y a techo del Grupo Oncala (Fm. Valdeprado) (Gómez Fernández, 1992, Mas *et al.*, 1993).

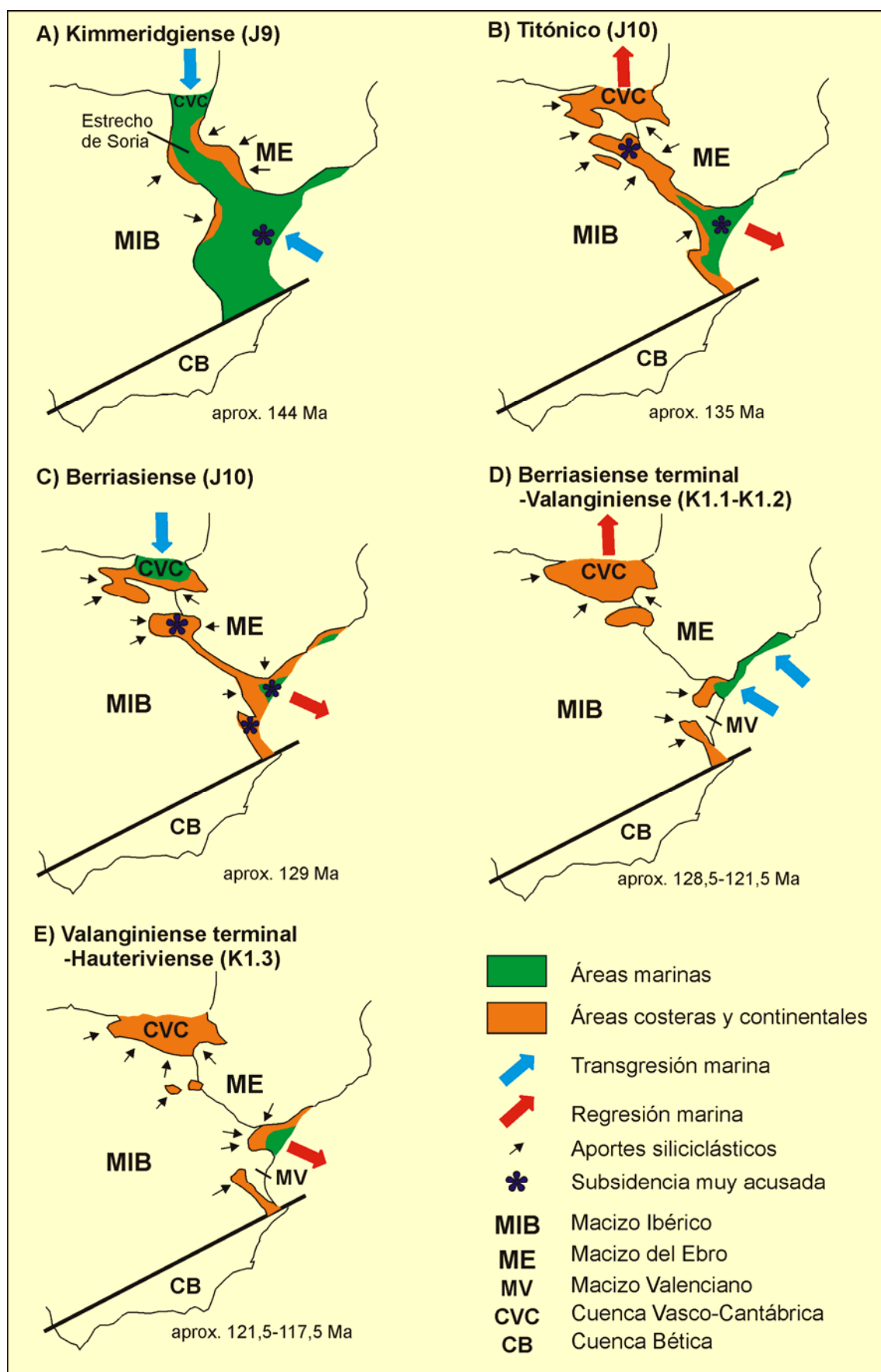
La figura 5.48 muestra la evolución paleogeográfica propuesta por Salas *et al.* (2001) para el sistema de rift ibérico durante su segunda fase Jurásico Superior-Cretácico Inferior (B y C se corresponden con el Tithoniense y el Berriasiense).

Por lo tanto, los depósitos del Grupo Tera muestran una serie de peculiaridades respecto al registro Tithoniense-Berriasiense en las cuencas de Maestrazgo y Sur-Ibérica. La sedimentación del Gr. Tera en la Cuenca de Cameros presenta un carácter fundamentalmente continental, una potencia muy importante (debida a la intensa subsidencia que experimentó la Cuenca de Cameros) y los depósitos se encuentran afectados por el metamorfismo hidrotermal de grado bajo y muy bajo posterior al relleno de la Cuenca de Cameros, siendo ésta la única zona de la cuenca Ibérica que sufrió un proceso metamórfico.

Fig. 5.47. Cuadro crono-litoestratigráfico de varios sectores característicos de la Cuenca Ibérica durante la fase de rift Jurásico Superior-Cretácico Inferior. Se ha señalado con un recuadro rojo el registro sedimentario estudiado en esta tesis doctoral. En el mapa geológico simplificado de la península Ibérica se muestra la posición de esos sectores en la Cordillera Ibérica (modificada de Mas *et al.*, 2004). En página siguiente.

Fig. 5.48. Evolución paleogeográfica del Sistema de Rift Ibérico durante su segunda fase Jurásico Superior-Cretácico Inferior (tomada de Mas *et al.*, 2004, modificada de Salas *et al.*, 2001). En página 222.





6. PETROLOGÍA: PROCEDENCIA

6.1. INTRODUCCIÓN

Los estudios sobre la procedencia de areniscas basados en la composición de las mismas se han considerado clásicamente como una herramienta importante para realizar reconstrucciones paleotectónicas y paleoambientales encaminadas a determinar el origen de los depósitos siliciclásticos antiguos (Blatt, 1967; Dickinson, 1970; Pettijohn *et al.*, 1973). La composición final de una arenisca depende de múltiples factores interrelacionados (Johnsson, 1993) como son el área fuente, el relieve, el clima y la diagénesis. Varios autores han señalado la relación entre la composición de las areniscas y el ambiente geotectónico (p. ej.: Ingersoll, 1978, Dickinson y Suczek, 1979, Dickinson *et al.*, 1983, Dickinson, 1985, Valloni, 1985).

En este sentido son muchos los trabajos que han analizado la composición de areniscas en distintos tipos de cuencas sedimentarias asociadas a determinados ambientes geotectónicos. Así, por ejemplo, la procedencia de areniscas en cuencas de antepaís o de *foreland* analizada por varios autores (p. ej.: Schwab, 1986, DeCelles y Hertel, 1989, Critelli y Le Pera, 1994, Critelli, 1999). En este tipo de cuencas se genera un elevado volumen de sedimentos clásticos producto de la erosión posterior a los cabalgamientos asociados a la inversión de las cadenas involucradas. Los estudios de procedencia aportan información sobre la secuencia de movimientos de los sucesivos cabalgamientos. Sin embargo, existen pocos estudios detallados sobre la procedencia en cuencas de rift (Zuffa *et al.*, 1980, Evans, 1990, Garzanti *et al.*, 2001, Arribas *et al.*, 2003, Garzanti *et al.*, 2003, Marsaglia *et al.*, 2006). Las distintas etapas del rifting y la erosión de bloques de corteza levantados provocan que las modalidades detríticas de las areniscas sin-rift presenten importantes variaciones en función de su posición paleotectónica dentro de la cuenca. Durante los primeros estadios del rifting tiene lugar la erosión del sustrato sedimentario pre-rift, seguida por la posterior exhumación del basamento. Por lo tanto, los estudios de procedencia resultan esenciales para reconstruir los sedimentos erosionados y la evolución tectónica de este tipo de cuencas.

La reconstrucción de la diagénesis de las areniscas es un factor clave a la hora de realizar un estudio de procedencia, puesto que la diagénesis modifica y enmascara rasgos composicionales originales de las areniscas (McBride, 1985). Un ejemplo muy claro a este respecto se explicará en el apartado de la albitización de los feldespatos de la SD 2. (apartado 7.3) Asimismo, el estudio de la diagénesis de los depósitos del Grupo Tera (tanto areniscas como calizas) constituye una aportación fundamental que ofrece información sobre la evolución de los fluidos en la Cuenca de Cameros, y completa la caracterización petrológica de los depósitos del Grupo Tera.

6.2. DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE LOS DEPÓSITOS ARENOSOS

6.2.1. TEXTURA GENERAL DE LOS DEPÓSITOS ARENOSOS

Los depósitos arenosos del Grupo Tera muestran una gran variedad en cuanto al tamaño, redondez y selección de sus componentes detríticos. Estos parámetros texturales han sido evaluados utilizando las plantillas correspondientes de Folk (1965) y Powers (1953).

Zona Norte:

En la Fm. Ágreda (columnas de Almarza y Pradillo) las muestras presentan un tamaño de grano relativamente grande (desde 177-250 μm a más de 710 μm), una selección muy pobre y una redondez variable, observándose una mezcla de granos subangulosos y redondeados.

En la Fm. Magaña el tamaño de grano es muy variable. En la columna de Pradillo predominan los tamaños de grano fino (88-125 μm). En la columna de Almarza el tamaño de grano oscila entre 62-88 μm y 350-500 μm , y en Montenegro varía entre 62-88 μm y 177-250 μm . En los tres casos parece haber una tendencia a la disminución del tamaño de grano hacia el techo. En dicha formación la selección varía entre muy pobre y moderada hacia techo, salvo en la columna de Pradillo, en la cual la selección es generalmente muy pobre. En cuanto a la redondez, se observan fundamentalmente cantos angulares, aunque existen variaciones entre las columnas, siendo Pradillo la columna con cantos más angulares.

En la Fm. Sierra de Matute (columna de Almarza) los tamaños oscilan entre 88-125 μm y 177-250 μm , con cierta tendencia de aumento hacia techo. La selección varía entre pobre y moderada, observándose una tendencia de granos muy angulares a angulares hacia techo de la formación.

Zona Centro:

En la Fm. Ágreda (columna de Portelrubio) se registra una clara disminución del tamaño de grano, desde tamaños superiores a 710 μm a 177-250 μm . La selección varía entre moderada en la base y muy pobre hacia techo. Predominan los granos subredondeados, con presencia de granos subangulares.

En la Fm. Magaña (columna de la Póveda) el tamaño de grano oscila entre 177-250 μm hacia la base y 125-177 μm hacia techo. La selección es muy pobre hacia la base y moderadamente buena a techo. Presenta un predominio de granos subangulares. En la columna de Portelrubio sólo hay datos para la base de esta formación: el grano es muy fino (88-125 μm), la selección es moderada y los granos son subangulares.

Zona Sur:

En la Fm. Ágredda el tamaño de grano es muy variable, pero en general mayor que en las otras dos formaciones estudiadas (por ejemplo, 500-710 μm en Valdegutur para la Fm. Ágredda). La selección suele ser muy pobre o pobre, si bien en algunas columnas aumenta hacia techo de la formación (San Blas). La redondez suele aumentar hacia techo de la columna, desde granos muy angulares o angulares a granos generalmente subangulares.

En la Fm. Magaña el tamaño de grano medio oscila entre 125-177 μm y 177-250 μm . En algunas columnas se observa un aumento del tamaño de grano hacia techo de la formación (Almajano, Ágredda). La selección es en general moderadamente buena, aunque es pobre en la base de esta formación en las columnas de San Felices y Valdegutur. En cuanto a la redondez, los granos suelen ser angulares, pasando a subangulares hacia techo.

En la Fm. Sierra de Matute presenta un tamaño y una selección bastante homogéneos. El tamaño de grano es el menor de las tres formaciones estudiadas, oscilando normalmente entre 177-250 μm y 62-88 μm . La selección varía entre pobre y moderada. La redondez de los granos se encuentra entre angular y subangular.

6.2.2. COMPOSICIÓN GENERAL DE LOS DEPÓSITOS ARENOSOS: CLASES PETROGRÁFICAS

Los componentes detríticos principales han sido clasificados, siguiendo los criterios de Zuffa (1980), en componentes no carbonáticos extracuencales, componentes carbonáticos extracuencales, componentes no carbonáticos intracuencales y componentes carbonáticos intracuencales.

4. Componentes no carbonáticos extracuencales (NCE):

Cuarzo: En todas las secciones estudiadas aparecen cuatro tipologías de cuarzo, según los criterios de Basu *et al.* (1975): cuarzos monocristalinos con extinción ondulante (más de 5°), cuarzos monocristalinos con extinción recta (menos de 5°), cuarzos policristalinos de 2 ó 3 unidades cristalinas y cuarzos policristalinos de más de 3 unidades cristalinas (fig. 6.1.A. y B).

Se han observado cuarzos monocristalinos que presentan fibras de óxidos de titanio (fig. 6.1.C.). Dentro de los cuarzos policristalinos aparecen algunos que presentan fábrica tectónica, que suelen ser más abundantes hacia techo de las columnas (fig. 6.1.B.).

Desde el punto de vista de la relación entre los granos de cuarzo y la pasta, son frecuentes los cementos sintaxiales o las corrosiones por cementos carbonáticos. En la base de la Fm. Ágredda (Almajano, Portelrubio, San Blas) y de forma menos abundante en la base de la

Fm. Magaña (Montenegro, El Espino) aparecen cuarzos con cementos sintaxiales claramente heredados (fig. 6.1.D.), en proporciones de hasta un 4 % (columna de Almajano). Se puede considerar que el porcentaje de cuarzos reciclados es en realidad superior, puesto que sólo se han cuantificado aquellos que presentaban evidencias texturales claras. Se reconocen por su morfología irregular y sus bordes parcialmente redondeados. Su proporción relativa disminuye hacia techo de las columnas.

La relación entre los cuarzos monocristalinos con extinción recta y el total de cuarzos monocristalinos (Q_{mr}/Q_m), así como gráficos en los que se muestra la relación entre los cuarzos policristalinos y el total de los cuarzos (Q_p/Q_t) (fig. 6.2). Cabe destacar la tendencia opuesta de ambos tipos de gráficos: Se observa que la disminución en la tipología monocristalina con extinción recta (Q_{mr}) va acompañada por un incremento en la tipología policristalina (Q_p). Este hecho se interpreta en relación con las áreas fuentes: el aumento del índice Q_p/Q_t está relacionado con un incremento en la influencia de las áreas fuente plutónicas y metamórficas, al igual que la disminución del índice Q_{mr}/Q_m , puesto que los cuarzos con extinción recta suelen provenir de rocas sedimentarias, o más en general, de rocas que no hayan sufrido una deformación significativa (la extinción ondulante está relacionada con deformaciones del eje c del cuarzo).

El porcentaje de cementos sintaxiales de cuarzo es muy variable (ver apartado 6.2.3). A este respecto, en cualquiera de las tres formaciones estudiadas, cabe distinguir entre las areniscas que presentan una composición cuarzofeldespática y aquellas que presentan fragmentos de roca carbonática en la composición de su esqueleto. En este último caso predominan los cementos carbonáticos sobre los cementos de cuarzo. Los cementos de cuarzo en ocasiones se encuentran bien desarrollados, aunque en general se han visto sometidos a procesos de presión-disolución, perdiendo su idiomorfismo.

Feldespatos: Son muy abundantes, especialmente en las Fms. Magaña y Sierra de Matute, en las que se llegan a alcanzar porcentajes de F de casi 40 %. Mediante microscopía óptica convencional se observan tres tipos morfológicamente distintos de feldespatos: (1) feldespatos sin macla con aspecto sucio y anubarrado (figs. 6.1.E, F, G y J), (2) feldespatos generalmente sin macla, brillantes y con múltiples inclusiones microscópicas (fig. 6.1.H) y (3) plagioclasas con macla polisintética (figs. 6.1.I). Los feldespatos de tipo 1 de la Fm. Ágreda se tiñen con cobaltonitrito sódico y presentan normalmente tamaños grandes, mientras que en las Fms. Magaña y Sierra de Matute dichos feldespatos no se tiñen, y suelen presentar menor tamaño. Los otros dos tipos de feldespatos (2 y 3) no se tiñen con cobaltonitrito sódico. Dentro del tipo 1 ocasionalmente se identifica microclina en la Fm. Ágreda (columnas de Trévago, San Blas, Ágreda y Valdegutur), apareciendo teñida con cobaltonitrito sódico (fig. 6.1.G.).

Los tres tipos morfológicos han sido analizados mediante microsonda electrónica. En la Fm. Ágreda aparecen fundamentalmente feldespatos con aspecto anubarrado (tipo 1), que presentan una composición potásica. La composición de las distintas muestras analizadas dentro de la Fm. Ágreda se encuentra recogida en la fig. 6.3.A.

En los análisis de la composición de los feldespatos dentro de la SD 2 se obtienen valores muy similares entre sí para los tres tipos morfológicos (anexos 1 y 2). Además se ha tenido en cuenta tanto la luminiscencia como el tipo morfológico de feldespato. Para la Fm. Magaña, composicionalmente el 84,9 % de los análisis se clasificarían como albitas (Ab: 90-100 %) y el 13,8 % de los análisis como oligoclasas (Ab: 70-90 %) y el 1,3 % como andesinas (con Ab: 65-70). Un 31,6% de los análisis se corresponden con albitas muy puras (Ab>99 %). Los diagramas triangulares para la composición de las albitas de la Fm. Magaña se recogen en la figura 6.4. Se puede observar como los tres tipos morfológicos tienden a quedar representados en el polo de la albíta (fig. 6.4.C). En el caso de los feldespatos de tipo 2 (albitas brillantes) existe una cierta dispersión hacia composiciones algo más ricas en Ca.

Para la Fm. Sierra de Matute, un 76,6 % de los análisis se corresponden con albitas (Ab: 90-100 %), 17,5 % con oligoclasas (Ab: 70-90 %) y el 2,8 % con andesinas (con Ab: 64-70 %). En este caso el porcentaje de albitas muy puras es de un 25,0% (Ab>99 %). La figura 6.5. recoge la composición de las albitas de la Fm. Sierra de Matute. Los feldespatos de tipo 2 y de tipo 3 muestran en algunos casos un cierto contenido en Ca (fig. 6.5.C), siendo la observación principal equivalente a la realizada en Magaña: los tres tipos morfológicos presentan composiciones albiticas muy similares entre sí. Los histogramas de frecuencias para las formaciones Magaña y Sierra de Matute se encuentran en la figura 6.6.

Por otra parte, los feldespatos se han caracterizado en función de su catodoluminiscencia (CL fría, anexos 1 a 3).

Los feldespatos de tipo 1 con composición potásica (Fm. Ágreda) presentan luminiscencias azules (fig. 6.7.A y B). En el caso de que se encuentren alterados presentan luminiscencias azules débiles o son no luminiscentes (fig. 6.3.B).

Los feldespatos de tipo 1 con composición albitica (Fms. Magaña y Sierra de Matute) suelen ser no luminiscentes, o presentan restos débiles de luminiscencia azul (figs. 6.7.C, D, E y F). En ocasiones se observa una relación entre las zonas no luminiscentes y la fracturación del grano (figs. 6.7.E y F y 6.8. A y B), proporcionando al feldespato un aspecto rayado.

Los feldespatos de tipo 2 y 3 suelen ser totalmente no luminiscentes, aunque también pueden presentar luminiscencia verde o azul (figs. 6.7.C, D, E y F; 6.8. C, D, E y F). Estas luminiscencias son más frecuentes cuanto mayor es el contenido en Ca, mientras que los granos más ricos en albíta suelen ser totalmente no luminiscentes. Si observamos los diagramas de las figs. 6.4.B y 6.5.B se constata que los feldespatos NL tienden a concentrarse en el polo de la albíta. Se observan también granos parcialmente luminiscentes, es decir, granos que presentan

luminiscencia y zonas no luminiscentes. Las zonas no luminiscentes se encuentran en general a favor de la fracturación del grano o de las líneas de exfoliación. Se observan también granos con zonados verdes y azules (fig. 6.8.C y D), existiendo diferencias composicionales en función de la luminiscencia. Todos estos criterios parecen indicar que las areniscas de las Fms. Magaña y Sierra de Matute han sufrido un proceso de albitización, como se verá en el apartado 7.3.

Los feldespatos de tipo 1 se interpretan como feldespatos potásicos detríticos (bajo relieve, aspecto sucio y anubarrado, ausencia de macla), mientras que los de tipo 2 se interpretan como albitas detríticas (mayor relieve, aspecto brillante) y los de tipo 3 como plagioclasas polisintéticas detríticas.

En cuanto a los procesos de alteración, hay que señalar que las epimatrices son abundantes, y están formadas por caolinita e illita. Se puede observar el proceso de transformación de caolinita en illita, puesto que se conserva parte de la caolinita y la illita pseudomorfiza las morfologías en abanicos de caolinita preexistente. Los feldespatos de tipo 1 (feldespatos potásicos detríticos) presentan epimatrices de caolinita, de caolinita transformada a illita o de illita. Los feldespatos de tipo 2 (albitas detríticas) presentan epimatrices de illita poco desarrolladas. En cuanto al tipo 3 (plagioclasas con macla polisintética), se observan tanto plagioclasas limpias como otras muy alteradas, a menudo juntas en una misma muestra. Tanto las albitas detríticas como las plagioclasas presentan ocasionalmente inclusiones de moscovita, interpretadas como procedentes del área fuente. Las epimatrices se explicarán con más detalle en el apartado de la diagénesis (7.2.4).

El índice P/K (Dickinson, 1970) tiene un sentido genético relacionado con la composición del área fuente. Tal y como se han definido los tres tipos de feldespatos, dicho índice se traduciría en este trabajo en el cociente entre feldespatos tipos 2 + 3/ feldespatos tipo 1, es decir, la relación entre las plagioclasas detríticas y los feldespatos detríticos, estén o no albitizados. En el caso de la Fm. Ágreda el valor de K representa feldespatos potásicos mientras que en las Fm. Magaña y Sierra de Matute el valor de K representa la cantidad de granos que se interpretan como feldespatos potásicos detríticos, aunque su composición actual sea albitica. En nuestro caso, hemos representado la variabilidad vertical del índice P/F (fig. 6.9), siendo F el total de los feldespatos, para que el cociente variase siempre entre 0 y 1 y los gráficos fuesen más fácilmente comparables entre sí. En cuanto a la variación de dicho índice, hay que señalar que muestra tendencias muy similares en casi todas las columnas estratigráficas. El índice P/F presenta valor cero o muy bajo en la Fm. Ágreda. Suele aumentar en la base de la Fm. Magaña (ver por ejemplo las columnas de Portelrubio, Trévago y Magaña, fig. 6.9) y de base a techo dentro de la Fm. Magaña (ver por ejemplo las columnas de Almarza y Ágreda, fig. 6.9). Disminuye normalmente en el tránsito entre la Fm. Magaña y la Fm. Sierra de Matute (ver columnas de Almarza y Magaña, fig. 6.9), aunque en la columna de El Espino se registra la evolución contraria (es decir, un aumento en dicho tránsito). Los gráficos de los valores P/F se

encuentran recogidos en la fig. 6.9. La evolución de los mismos se explicará en el apartado 6.3.2.2.

La presencia de feldespatos de tipo 2 y tipo 3 (albitas y plagioclasas polisintéticas) está muy relacionada entre sí, es decir, cuando aparece un tipo suele estar presente también el otro.

Moscovita: (figs. 6.1.J, K y N) Sus cristales foliares alcanzan tamaños superiores a 1 mm. Puede presentar procesos de cloritización, que se describirán en más detalle en el apartado de diagénesis. Aparece muy deformada como consecuencia de la intensa compactación mecánica (fig. 6.1.K). A menudo aparecen concentradas y orientadas, rodeadas de abundante cemento pelicular de óxidos de hierro.

Se ha medido la relación $Ms/(Ms+Qmr)$ como indicativa de la importancia relativa de las áreas fuente plutónicas y metamórficas frente a las áreas fuente sedimentarias. Se observa un aumento de esta relación de base a techo de muchas de las columnas estratigráficas estudiadas (Almarza, Pradillo, Montenegro, Portelrubio, Trévago, San Felices y Valdegutur). Este aumento es más acusado en el tránsito entre la Fm. Ágreda y la Fm. Matute (ejemplos: columnas de Portelrubio, El Espino y Trévago). Los gráficos de los valores $Ms/(Ms+Qmr)$ se encuentran recogidos en la fig. 6.9. La evolución de los mismos se explicará en el apartado 6.3.2.2.

Chert: El Chert es una tipología de cuarzo pero se ha considerado en un apartado separado por sus implicaciones en cuanto a áreas fuente. Se ha utilizado este término en su sentido más amplio para facilitar los contajes de puntos. Es decir, consideramos chert a los granos de cuarzo policristalinos con tamaño de los cristales inferior a 0,062 mm (fig. 6.1.D). En general es poco abundante. El valor medio es de 0,5% en la Zona Sur, 0,4% en la Zona Centro y 1,2% en la Zona Norte, presentando un valor máximo de 2,5% en la Fm. Sierra de Matute en la Zona Norte (Almarza). Los porcentajes más elevados se alcanzan en la Fm. Sierra de Matute. Alcanzan un tamaño máximo de 0,8 mm. Se observa que una parte significativa de los granos de chert presentan fábrica tectónica.

Los granos de chert con fábrica tectónica pueden asociarse a áreas fuente metamórficas.

Fragmentos de pizarras-esquistos: Al igual que el chert, son cuantitativamente poco importantes. Se han distinguido entre fragmentos de pizarra y de esquisto en función del tamaño de los granos que los constituyen (figs. 6.1.L y M). Los fragmentos de esquisto son en general más abundantes que los fragmentos de pizarra, aumentando su influencia de Sur a Norte. Los fragmentos de esquisto presentan valores medios de 0,3 % en la Zona Sur, 0,3 % en la Zona Centro y 0,5 % en la Zona Norte. Los fragmentos de pizarra muestran medias de 0,2% en la Zona Sur, 0,3 % en la Zona Centro y 0,4 % en la Zona Norte.

El aumento de los porcentajes medios indica una mayor influencia de las áreas fuente metamórficas hacia el Norte de la cuenca.

Fragmentos de roca plutónica: Presentan morfologías redondeadas y tamaños de granos muy variables, que alcanzan 1 mm. Están compuestos principalmente por cuarzo, feldespato y subordinadamente por plagioclasa y moscovita (fig. 6.1.N). Aparecen en general en todas las columnas y en las tres formaciones, con algunas excepciones en la Zona Sur: en la columna de Almajano no se han observado fragmentos de roca plutónica ni en la Fm. Ágreda ni en la Fm. Sierra de Matute. En la columna San Blas no se han observado hasta la parte superior de la Fm. Ágreda. En general, aparecen en porcentajes modales de entre 0,2-0,7%, con valores máximos de 2,3% (anexos 4 a 10, ver localizaciones en fig. 1.3).

Minerales densos: Aparecen turmalina, apatito y opacos. La turmalina es un mineral accesorio, aunque está presente en la mayor parte de las muestras. Aparece en su variedad de color verde (fig. 6.1.Ñ), y menos frecuentemente marrón. Se caracteriza por sus morfologías prismáticas y por su fuerte pleocroismo en tonos verdosos o pardos. No se observa ningún tipo de alteración. Aparece con tamaños máximos de 1,3 mm y medios de 0,1-0,2 mm. Aparece a lo largo de todas las columnas en porcentajes modales en torno a 0,2%, alcanzando valores máximos de 1,4 % (Fm. Magaña en Valdegutur). Dentro de su escasa proporción parece registrarse un aumento de base a techo en algunas columnas, alcanzándose los porcentajes máximos en la formación Magaña o Sierra de Matute (ver datos de Almajano, San Felices o Valdegutur en anexos 7 a 10). El apatito se presenta como granos redondeados de tamaños muy pequeños (0,1 mm) y se ha reconocido gracias a su luminiscencia amarilla en CL (fig. 6.7.B).

4. Componentes carbonáticos extracuencales (CE) : Se incluyen en este grupo a los fragmentos de roca carbonática y los fósiles (Zuffa, 1980).

Fragmentos de roca carbonática: En algunas muestras son especialmente abundantes. Por su textura han sido clasificados como fragmentos de calizas micríticas (fig. 6.1.P), o esparíticos (figs. 6.1.H y Q). Los fragmentos de caliza esparíticos presentan en ocasiones fantasmas de restos fósiles (fig. 6.1.Q). En algunas ocasiones aparecen como granos monocristalinos, pudiendo corresponder con cementos heredados de otras rocas sedimentarias previas (fig. 6.1.H).

Presentan tamaños muy variables. Los fragmentos micríticos pueden ser de gran tamaño, superando los 4 mm. Los fragmentos esparíticos presentan tamaños más reducidos. Los fragmentos micríticos presentan morfologías redondeadas y escasa deformación por compactación.

Por su composición, los fragmentos carbonáticos pueden ser calcíticos o dolomíticos. Tanto la calcita como la dolomita aparecen en sus dos variedades: ferrosa y no ferrosa.

Los fragmentos de roca carbonática aparecen en la mayor parte de las columnas estudiadas, habiéndose reconocido en las tres formaciones. Los fragmentos de roca carbonática micrítica presentan valores máximos en la Fm. Ágreda (17 % en Almajano), seguido por la Fm. Magaña (5 % en Almarza). El valor máximo alcanzado para los fragmentos de roca carbonáticos esparíticos se registra en la Fm. Magaña (8,7% en Almarza).

Fósiles: Se agrupan en esta categoría los elementos fósiles que por sus características se consideren como extracuencales. Su presencia es cuantitativamente accesoria, habiéndose reconocido placas de equinodermo (fig. 6.1.R.) y foraminíferos, aunque estos últimos no se cuantifican dentro de esta clase puesto que aparecen dentro de fragmentos de roca carbonática. Las placas de equinodermo aparecen en la Fm. Magaña (Montenegro, Magaña, Almajano en la parte inferior de esta formación, El Collado en el techo de la formación), presentando su mayor concentración en la Fm. Ágreda (Almajano).

3. Componentes carbonáticos intracuencales (CI): Este grupo está constituido exclusivamente por intraclastos. Son de tamaño superior al tamaño medio del esqueleto y están constituidos fundamentalmente por granos aleurítico-arcillosos con cuarzos monocristalinos de pequeño tamaño y moscovita, empastados por óxidos de hierro. Aparecen muy deformados e interpenetrados por otros clastos del esqueleto más rígidos. En ocasiones aparecen reemplazados totalmente por cementos carbonáticos.

4. Componentes carbonáticos intracuencales (CI): Se han distinguido fragmentos micríticos, bioclastos y oncolitos.

Fragmentos micríticos: Los fragmentos micríticos intracuencales se caracterizan por presentar contornos muy irregulares. Se observan nódulos septarizados, indicativos de procesos edáficos (fig. 6.1.S). Aparecen en niveles asociados a importantes aportes procedentes de la erosión de calcretas. En estos niveles suelen aparecer altos porcentajes de este tipo de fragmentos.

Bioclastos: Dentro de esta clase petrográfica se incluyen los restos de organismos contemporáneos con la sedimentación, en contraposición con los restos fósiles. En la base de la Fm. Ágreda, en capas lacustres-palustres relacionadas con desarrollo de calcretas, aparecen algunas caráceas. Mediante CL se observan en algunos casos algas cianofíceas de tipo *Rivularia* (columnas de Almarza y Almajano) (figs. 6.1.T y U). Asimismo, en las areniscas de las formaciones Magaña y Sierra de Matute pueden observarse ocasionalmente ostrácodos y caráceas (Almarza, La Póveda, Almajano). Se trata de bioclastos intracuencales de carácter

continental. Los ostrácodos y caráceas son muy frecuentes en las calizas *mudstone* y *wackestone* que aparecen a techo de la Fm. Magaña y en la Fm. Sierra de Matute.

Dentro de esta misma clase se han incluido los oncolitos, que aún siendo poco abundantes, aparecen en las capas lacustres-palustres relacionadas con desarrollo de calcretas de la Fm. Ágreda.

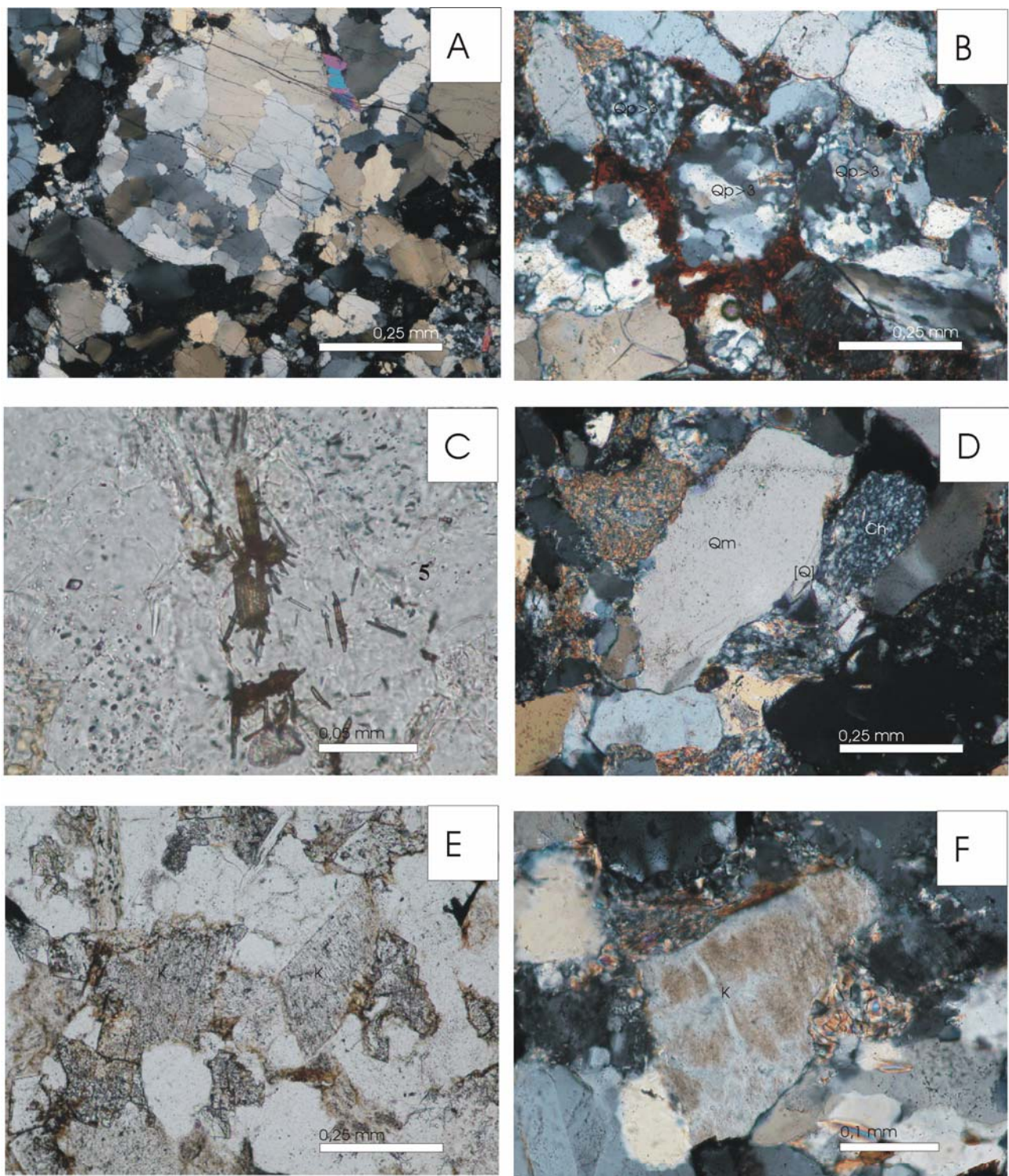


Figura 6.1.: Imágenes petrográficas de los distintos aspectos de las areniscas del Gr. Tera. **A:** Cuarzo policristalino de más de tres unidades cristalinas. Nótese que presenta un tamaño muy superior al resto de los granos del esqueleto, AGE-3, Nícoles cruzados (NC). **B:** Cuarzos policristalinos con más de tres unidades cristalinas, y con distinto tipo de fábrica cristalina. Nótese que presentan fábrica tectónica excepto el grano central. ESP-2, NC. **C:** Cuarzo con inclusiones de óxidos de Titanio, CSP-9, Nícoles paralelos (NP). **D:** Cuarzo con cemento syntaxial heredado, nótese los bordes abrasionados del cemento, ESP-2, NC. **E:** Feldespatos de tipo 1 con cementos syntaxiales, CSP-1, NC. **F:** Feldespato de tipo 1. MOV-108, NC.

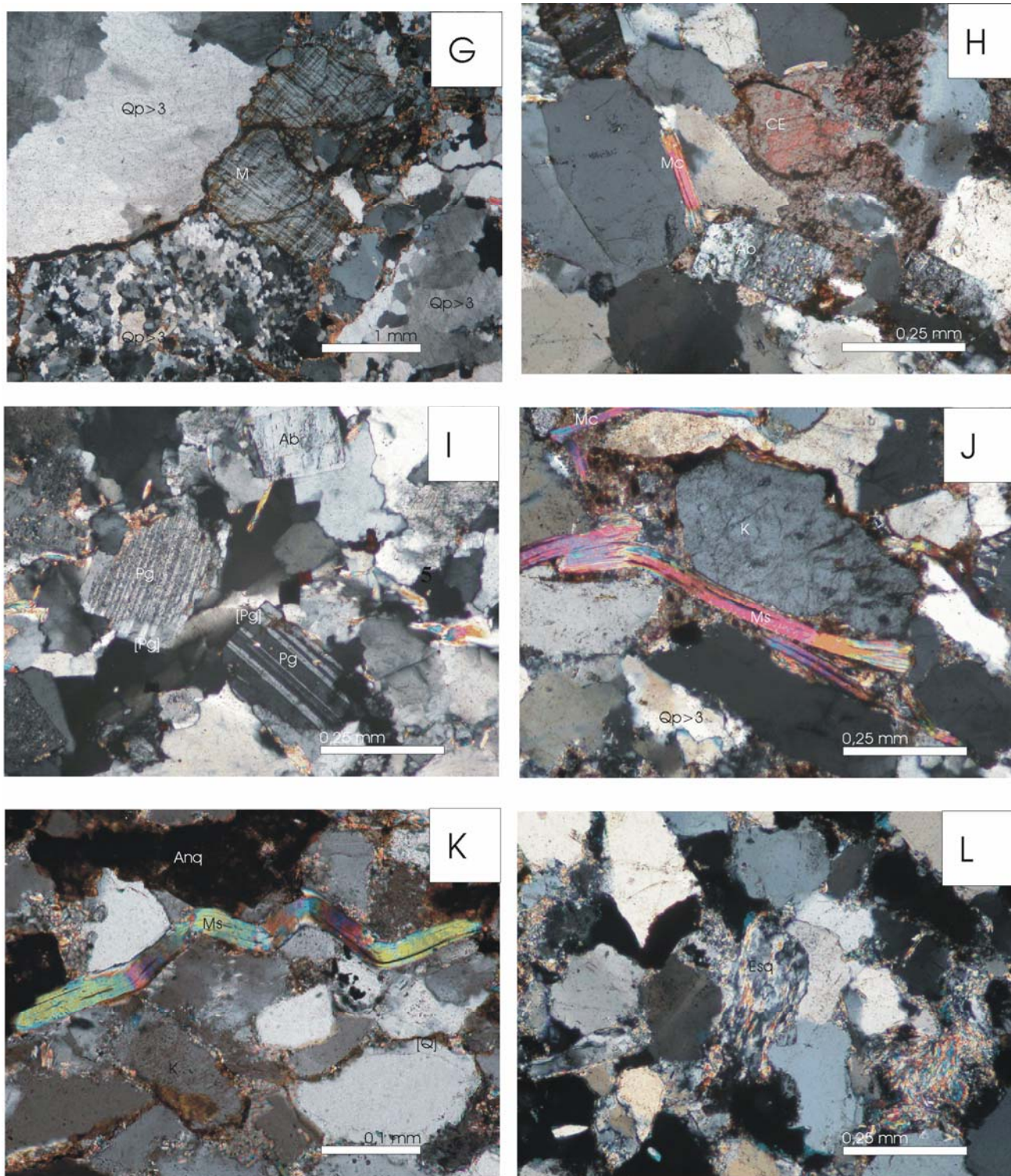


Figura 6.1. (continuación): **G:** Microclina (feldespato de tipo 1). Nótese que el resto de los granos son cuarzos policristalinos con más de tres unidades cristalinas, que presentan contactos de presión-disolución entre ellos. **H:** Feldespato de tipo 2 (albita detrítica) y fragmento de caliza esparítica con cemento, ALM-111, NC. **I:** Granos de feldespato tipo 3 (plagioclasa polisintética). Presentan cementos sintaxiales bien desarrollados, AGE-11A, NC. **J:** Moscovita. Nótese el gran tamaño del grano de feldespato (tipo 1), y la presencia de cuarzo policristalino con más de tres unidades cristalinas, ALM-111, NC. **K:** Moscovita afectada por compactación mecánica. Nótese la presencia de cuarzo monocristalino con cemento sintaxial. MOV-100, NC. **L:** Fragmento de esquistó micáceo. ESP-1, NC.

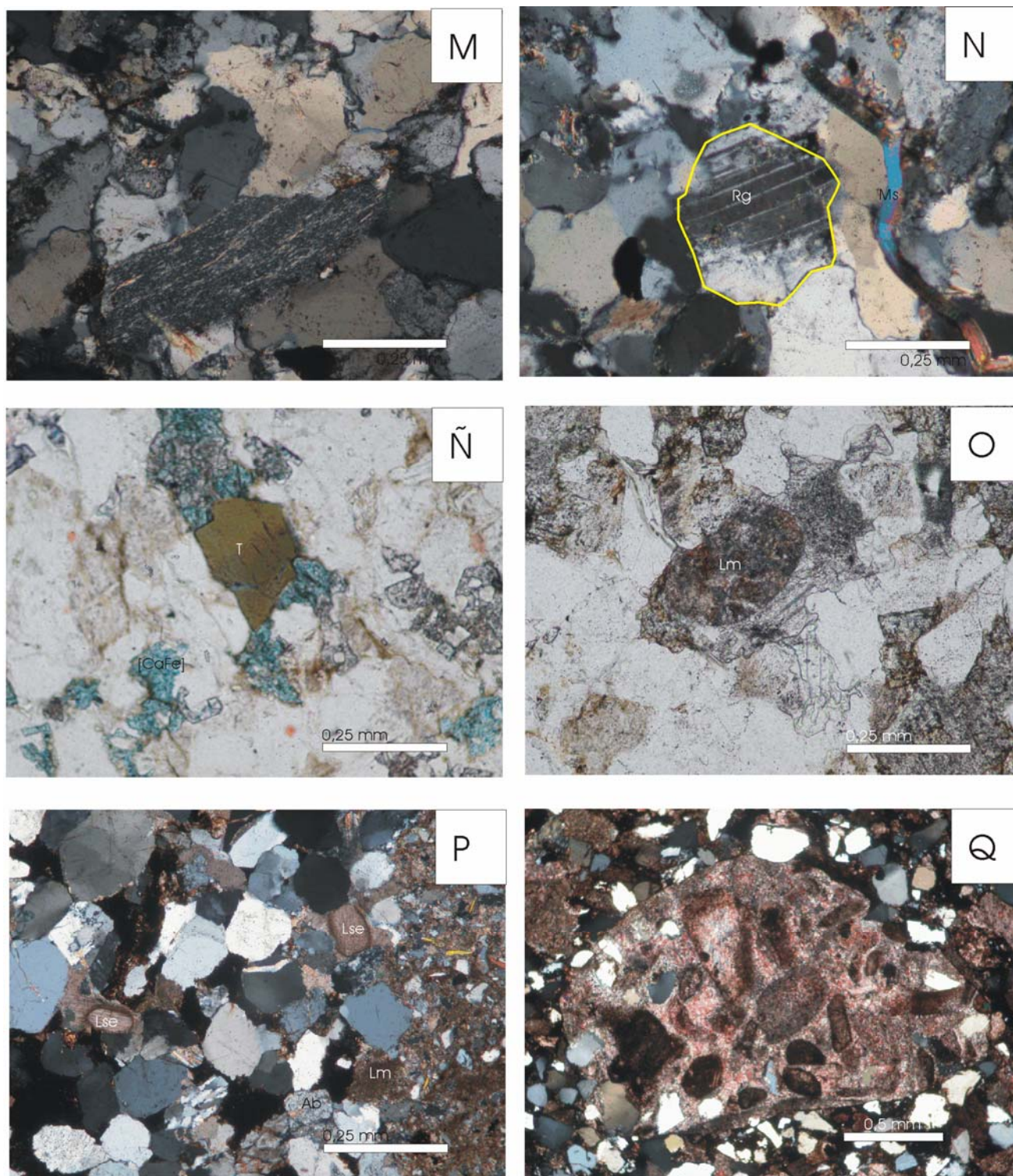


Figura 6.1. (Continuación): **M:** Fragmento de pizarra, NC. ESP-4. **N:** Fragmento de roca plutónica con plagioclasa. ALM-101, NC. **Ñ:** Turmalina. Las zonas teñidas de azul son un cemento de calcita ferrosa. CSP-1, NC. **O:** Fragmento de caliza micrítica con cemento carbonático. Nótese los bordes redondeados del fragmento. CSP-1, NC. **P:** Fragmentos de caliza esparítica y micrítica. Nótese que los fragmentos esparíticos se encuentran rodeados por cementos carbonáticos, ESP-3, NC. **Q:** Fragmento de caliza esparítica con fantasmas de bivalvos y ooides procedente de la erosión del Jurásico marino carbonatado, ALM-101, NC.

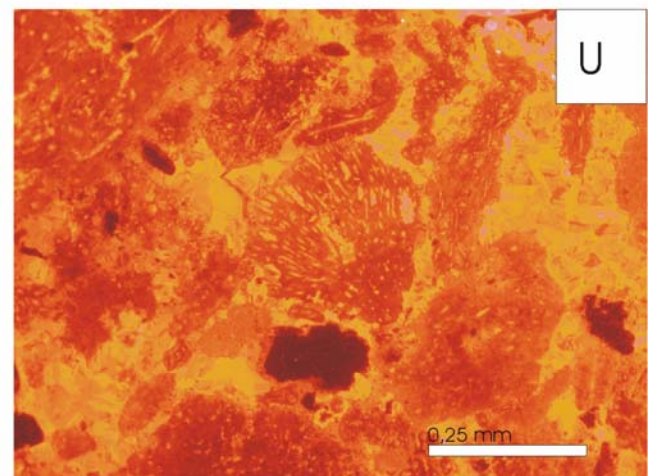
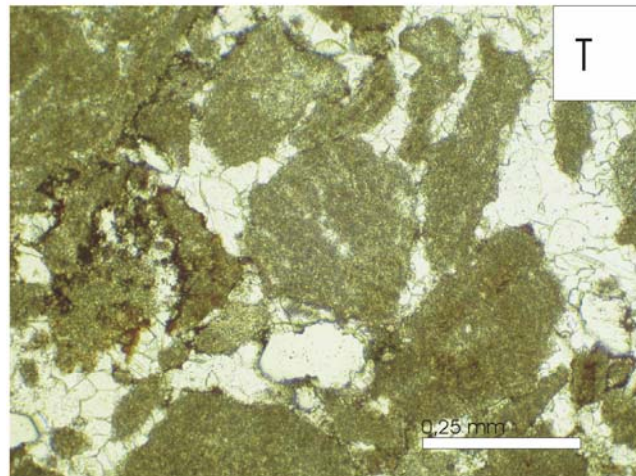
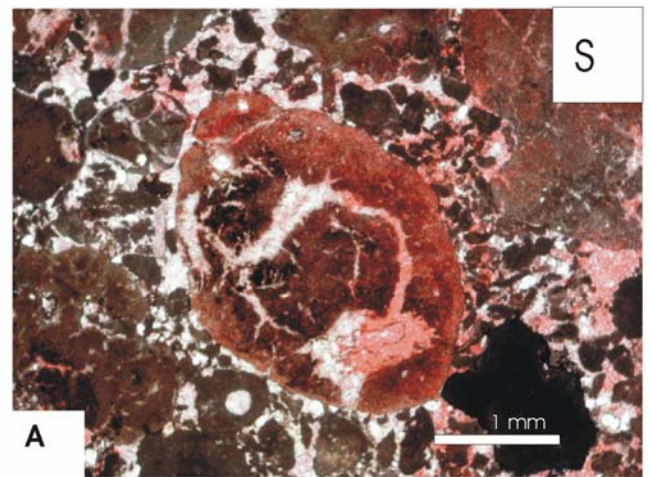
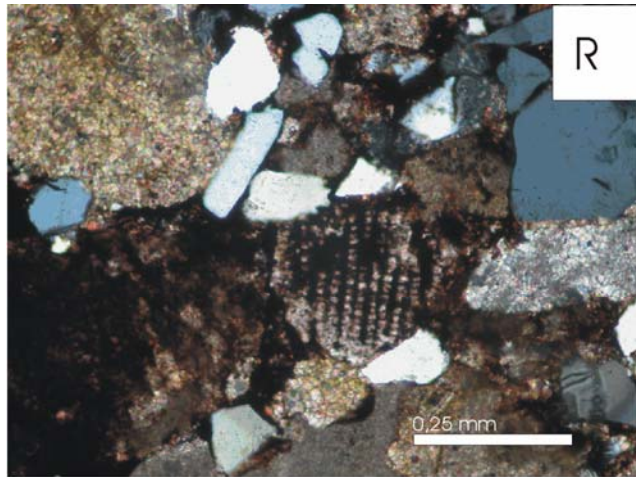


Figura 6.1. (continuación): **R:** Placa de equinodermo heredada del Jurásico marino carbonatado. ALM-101, NC. **S:** Nódulo septarizado y fragmentos de carbonatos intracuencales procedentes de una calcreta de la columna de Almajano, ALM-103, NP. **T:** Fotografía con nicoles paralelos y con CL (**U**) de la base de la columna de Almajano, en la que se observan algas cianofíceas tipo *Rivularia*. El cemento de calcita presenta luminiscencia naranja brillante.

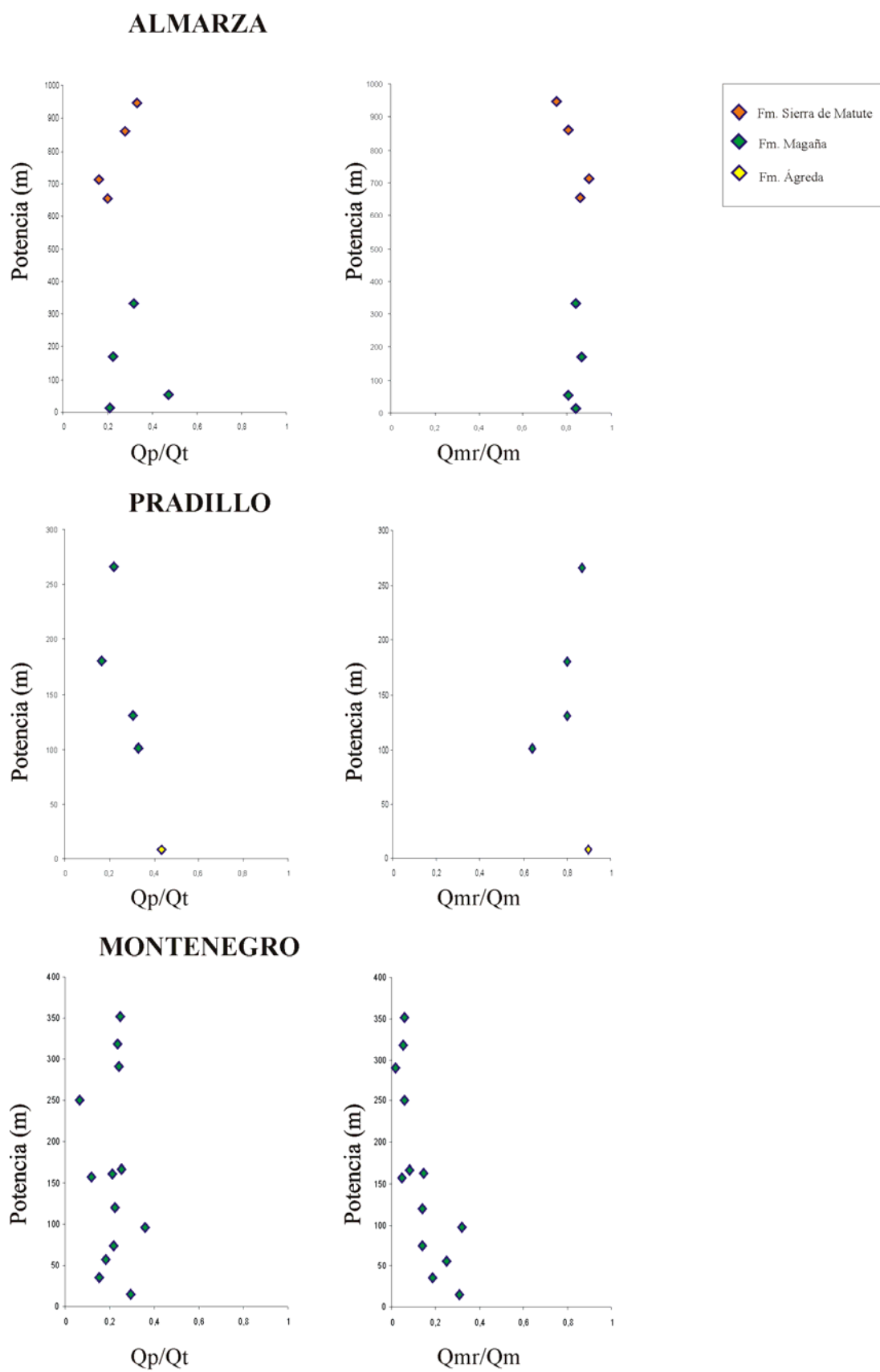


Fig. 6.2. Hoja 1. Gráficos Qp/Qt , Qmr/Qm para la zona Norte. Nótese que todas las escalas varían entre 0 y 1.

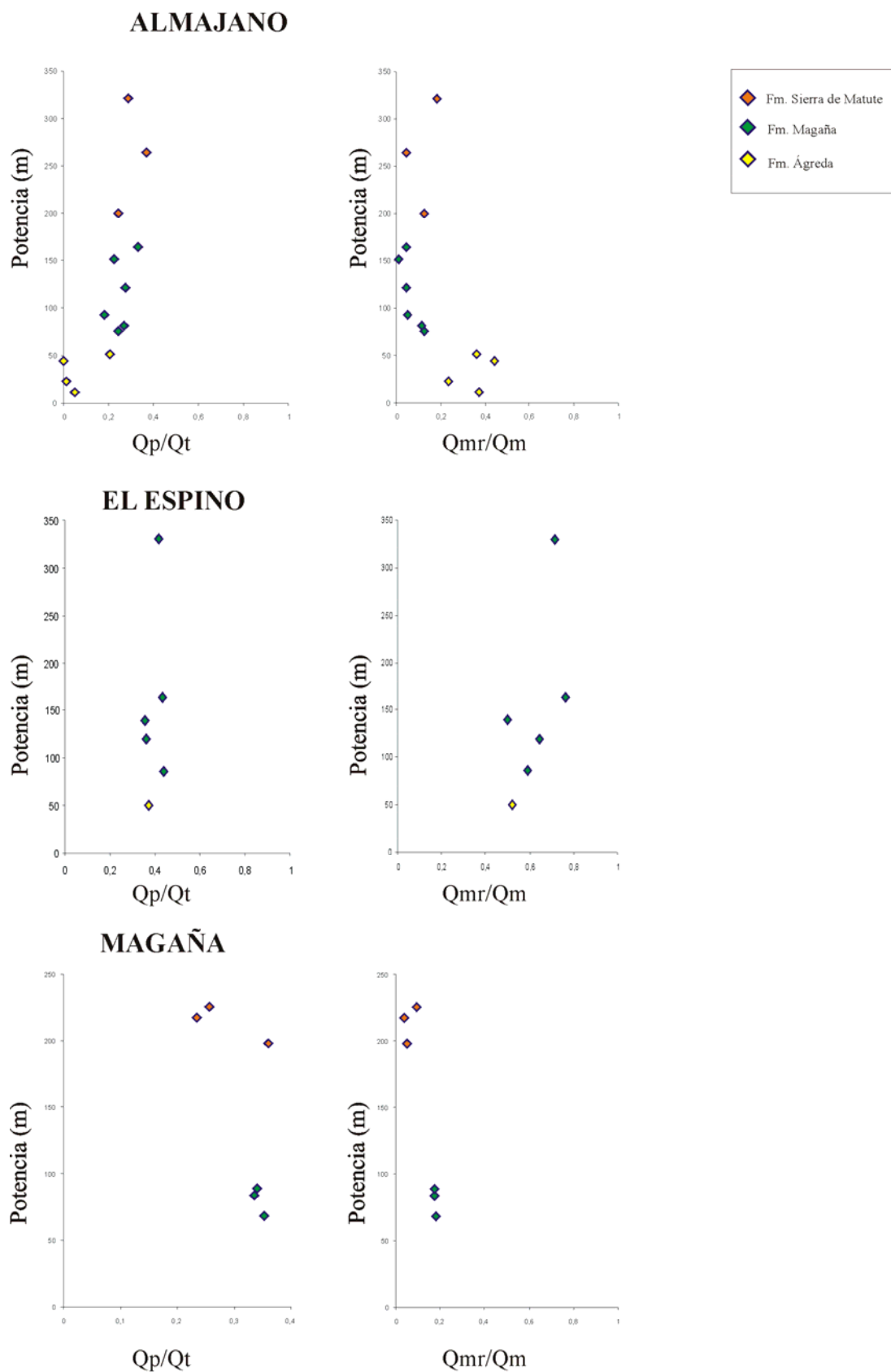
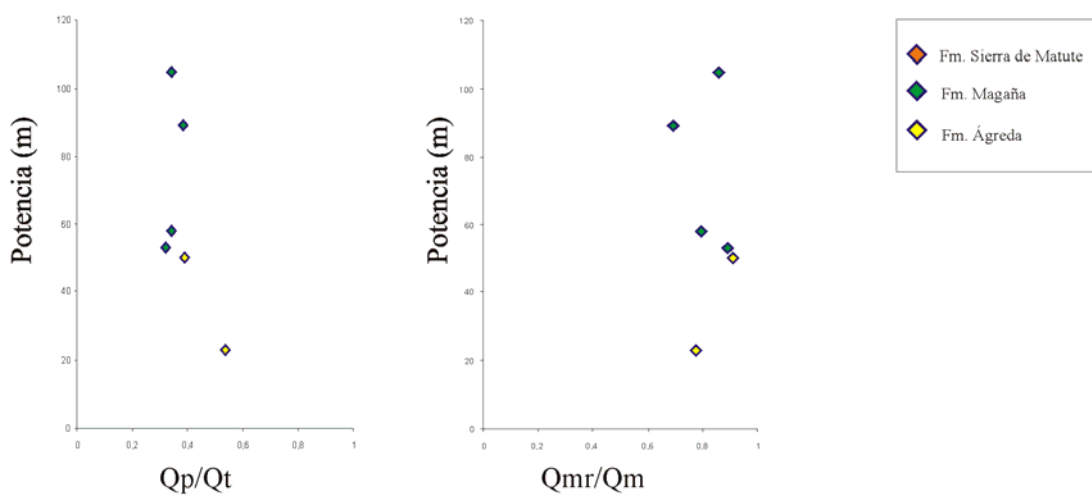
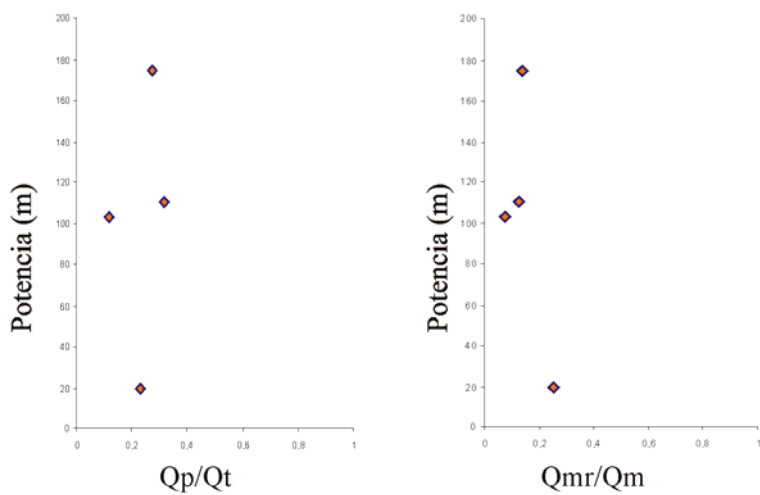


Fig. 6.2. Hoja 2. Gráficos Qp/Qt , Qmr/Qm para la zona Sur. Nótese que todas las escalas varían entre 0 y 1.

TRÉVAGO



EL COLLADO



ÁGREDA

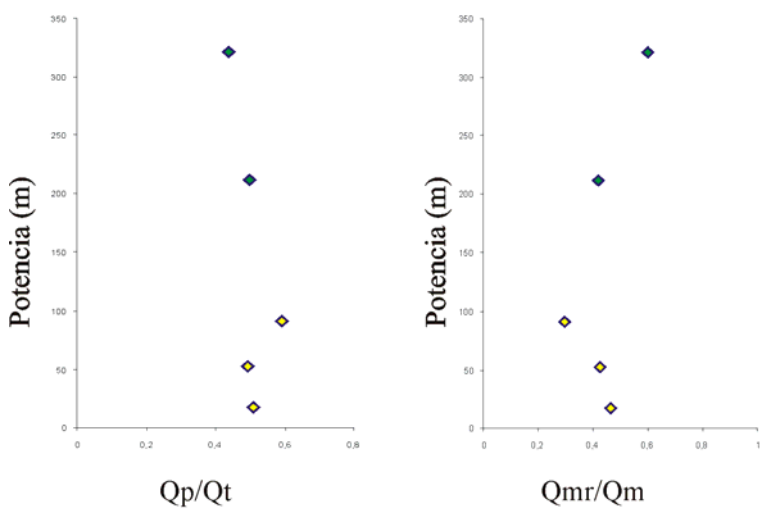
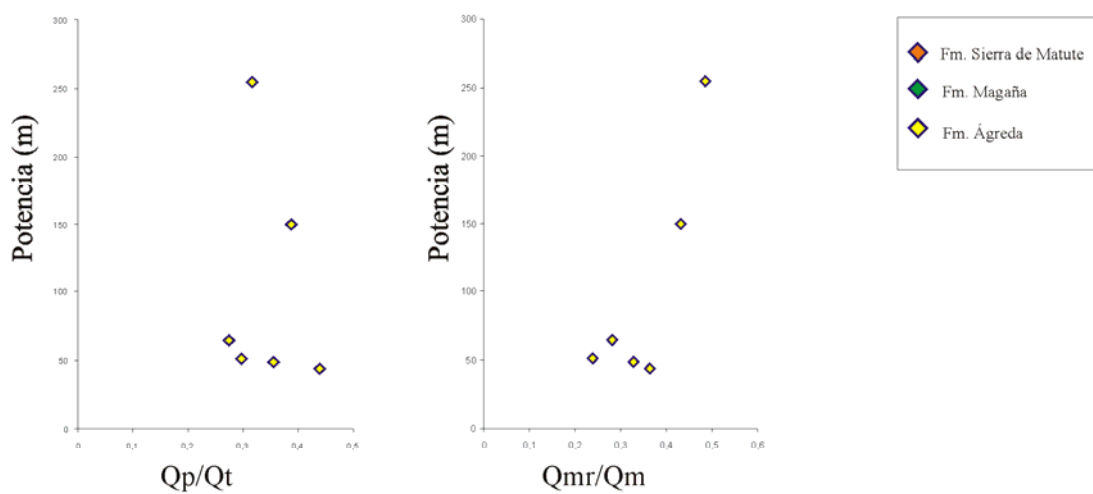
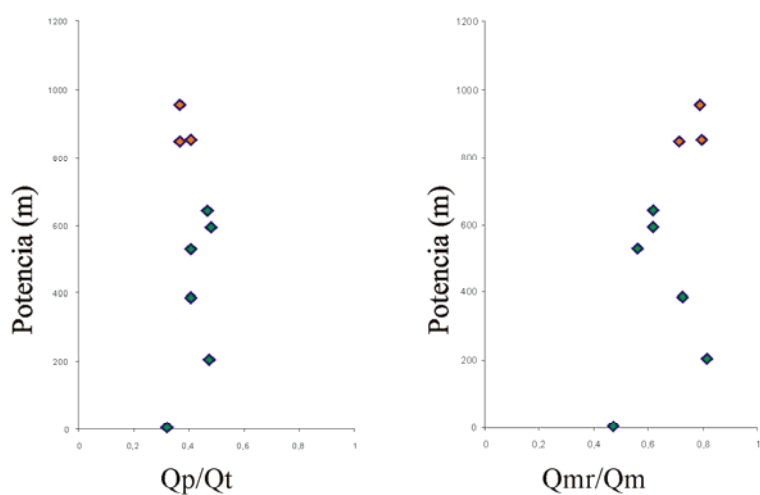


Fig. 6.2. Hoja 3. Gráficos Qp/Qt, Qmr/Qm para la zona Sur. Nótese que todas las escalas varían entre 0 y 1.

SAN BLAS



SAN FELICES



VALDEGUTUR

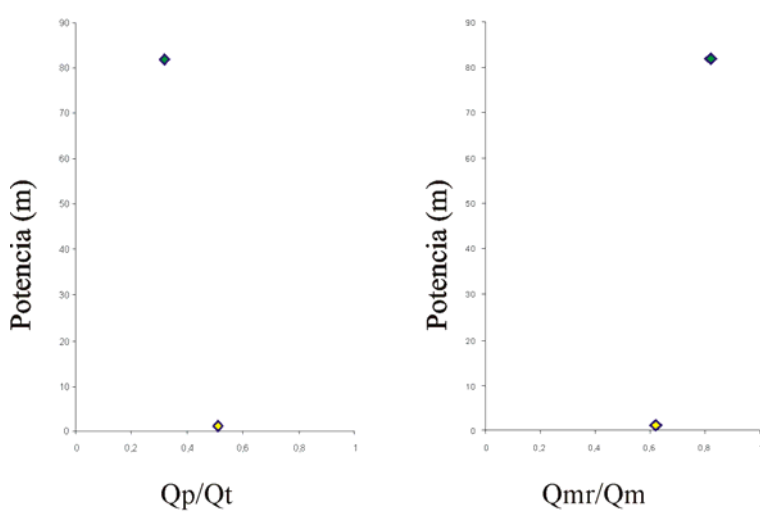
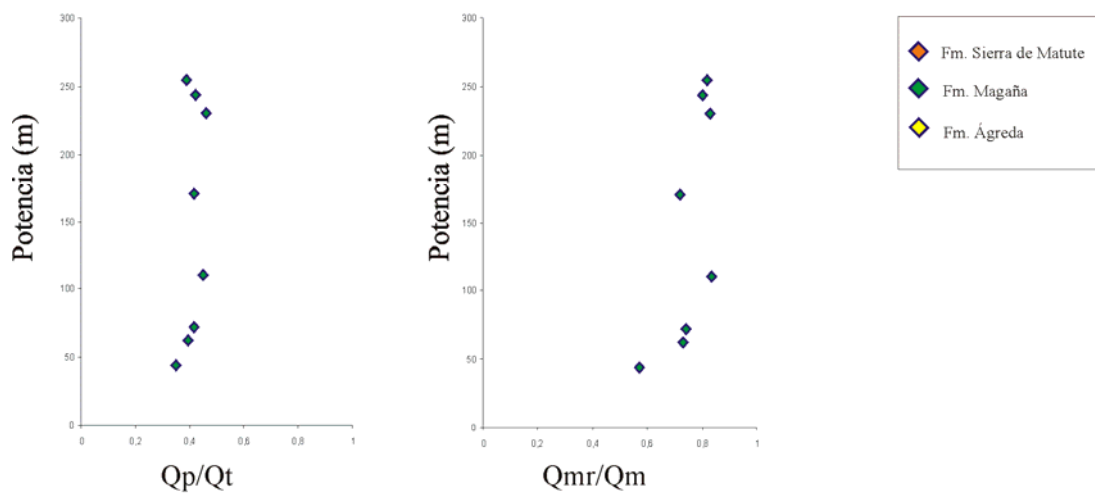


Fig. 6.2. Hoja 4. Gráficos Qp/Qt , Qmr/Qm para la zona Sur. Nótese que todas las escalas varían entre 0 y 1.

LA PÓVEDA



PORTEL RUBIO

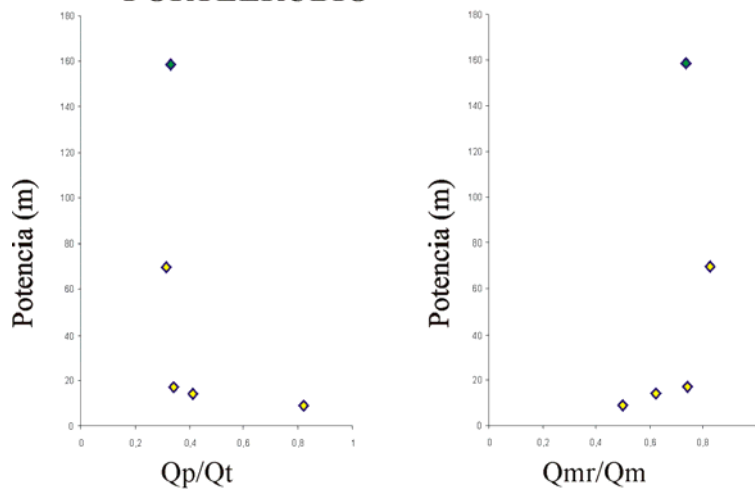


Fig. 6.2. Hoja 5. Gráficos Qp/Qt , Qmr/Qm para la zona Centro. Nótese que todas las escalas varían entre 0 y 1.

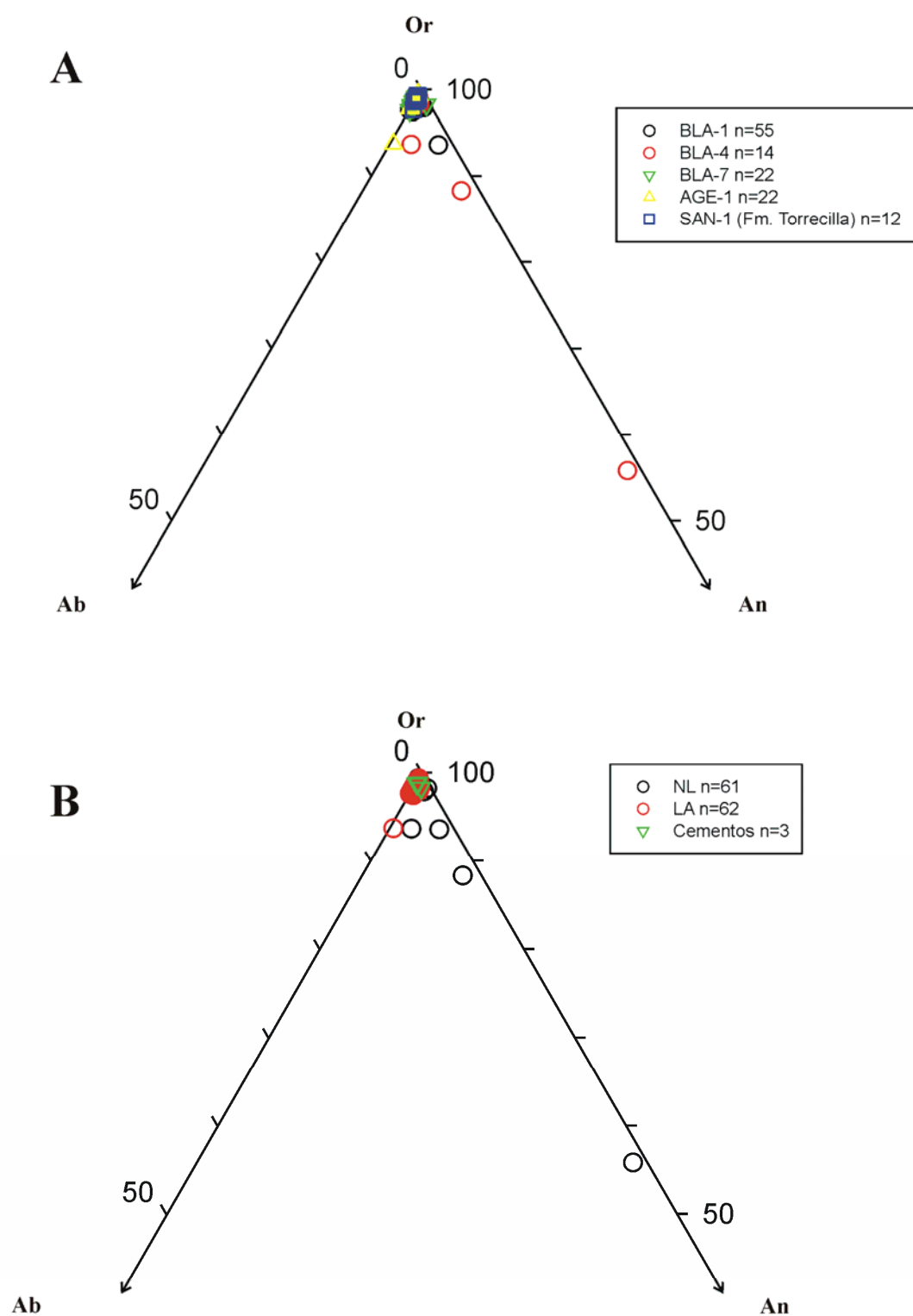


Fig. 6.3.A. Diagrama triangular Or-Ab-An (ortosa, albita, anortita, en % mol) de la composición química obtenida mediante microsonda electrónica para los feldespatos de la Fm. Ágreda (SD 1). Se han representado asimismo la composición de los feldespatos de una muestra de la Fm. Torrecilla en Cameros. **B.** Idem, pero en función de su luminiscencia. NL: No luminiscente. LA: Luminiscencia azul.

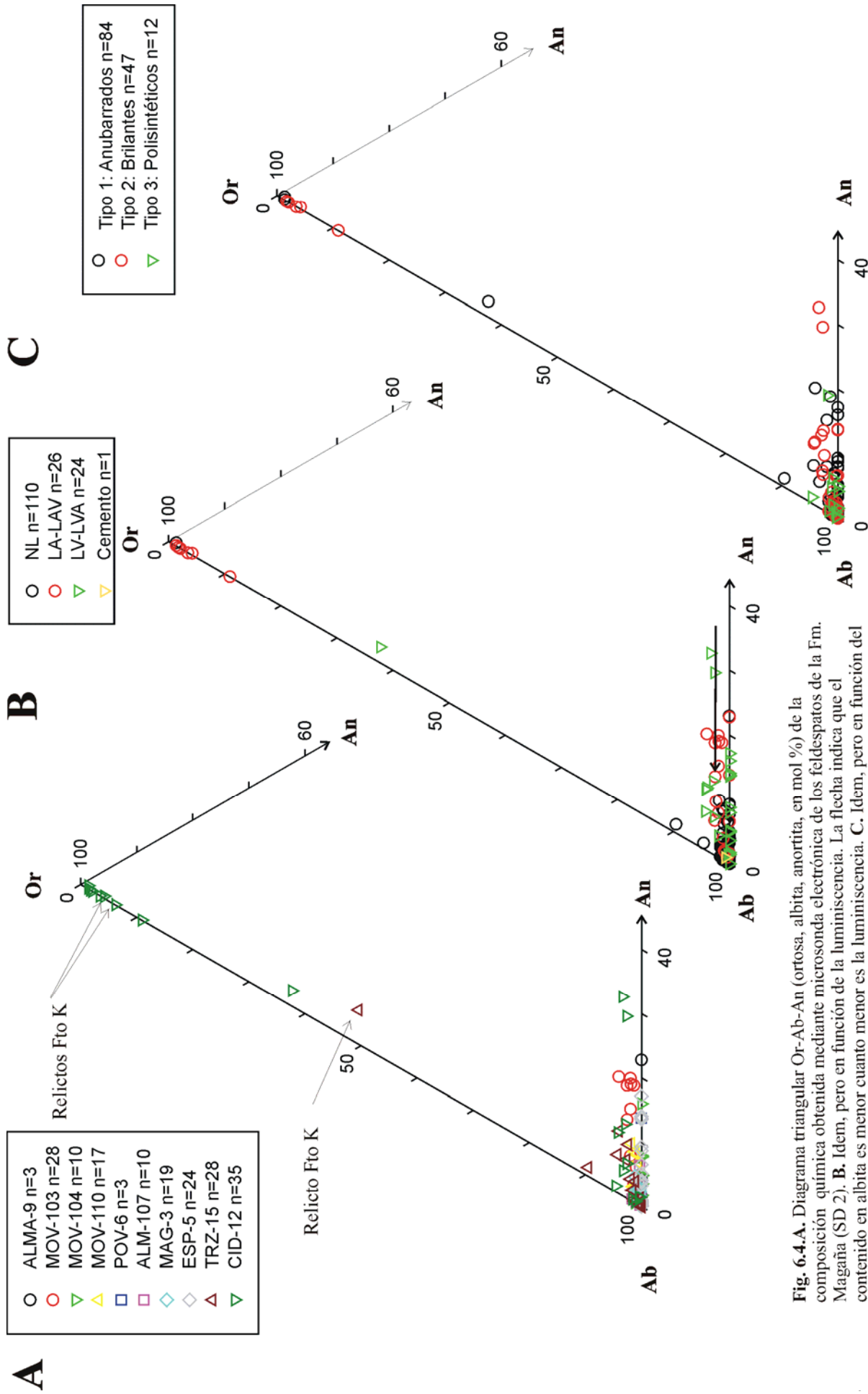


Fig. 6.4.A. Diagrama triangular Or-Ab-An (ortosa, albita, anortita, en mol %) de la composición química obtenida mediante microsonda electrónica de los feldspatos de la Fm. Magaña (SD 2). **B.** Idem, pero en función de la luminiscencia. La flecha indica que el contenido en albita es menor cuanto menor es la luminiscencia. **C.** Idem, pero en función del aspecto del feldespato. En los diagramas B y C se han eliminado los puntos de los relictos de feldespato K, por ser demasiado pequeños como para caracterizarlos petrográficamente.

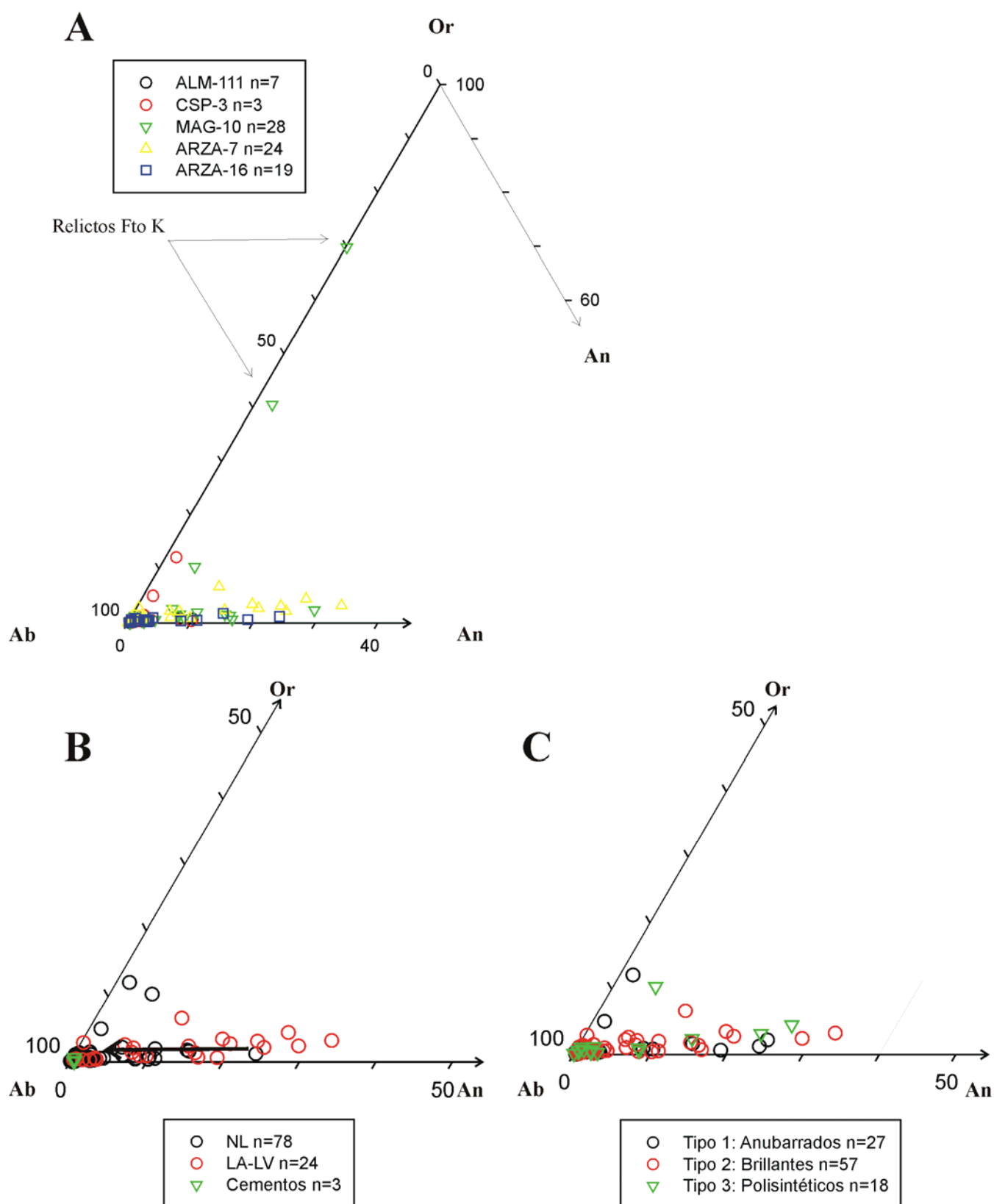
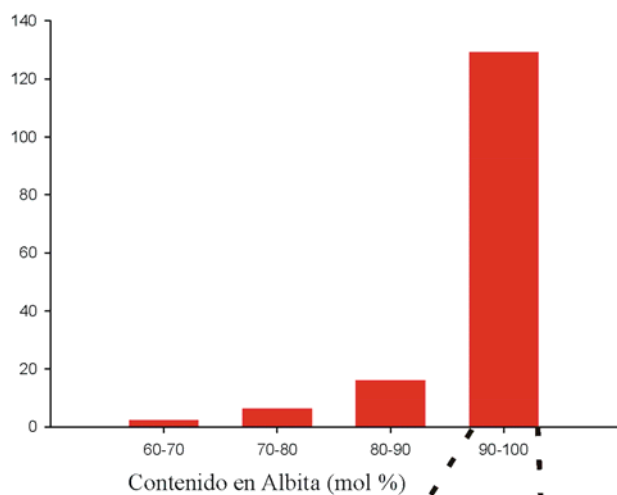
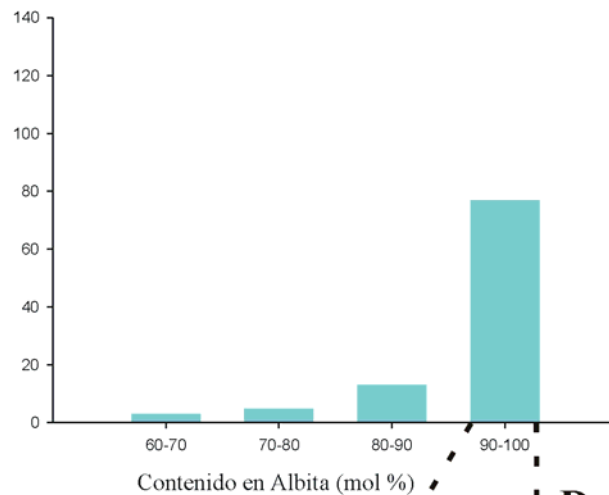
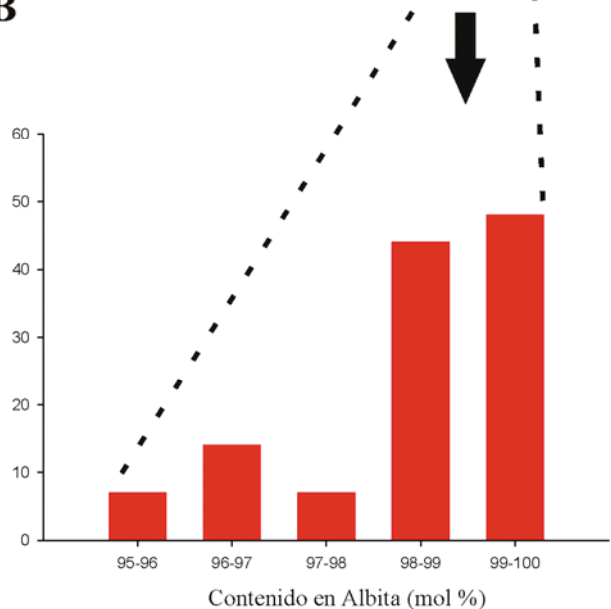
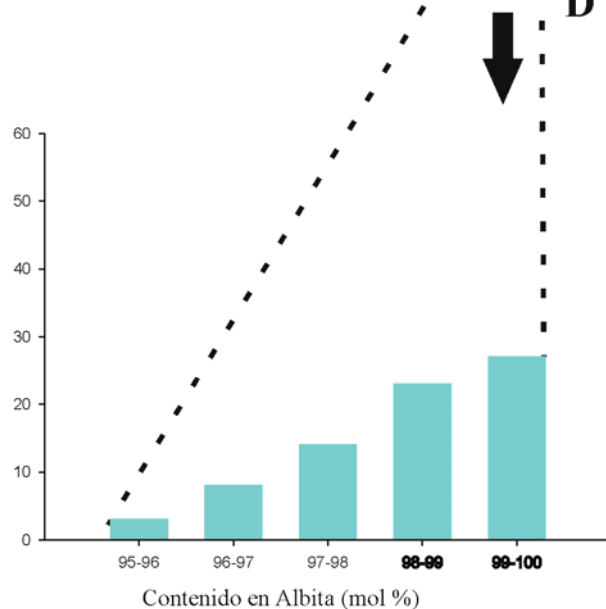


Fig. 6.5.A. Diagrama triangular Or-Ab-An (ortosa, albita, anortita, en % mol) de la composición química obtenida mediante microsonda electrónica para los feldspatos de la Fm. Sierra de Matute (SD 2). **B.** Idem, pero en función de su luminiscencia (CL). NL: No luminiscente. LA-LV: Luminiscencia azul- Luminiscencia verde. La flecha indica que a mayor contenido en albita, menor luminiscencia. **C.** Idem, pero en función del aspecto del feldespato. En los diagramas B y C se han eliminado los puntos de los relictos de feldespato K, por ser demasiado pequeños como para caracterizarlos petrográficamente.

A**C****B****D**

■ Fm. Magaña

■ Fm. Sierra de Matute

Fig. 6.6. Histogramas que muestran la composición de las albitas de las formaciones Magaña (A y B) y Sierra de Matute (C y D). El eje vertical expresa el número de granos de albita que presentan una composición dentro del intervalo. Los histogramas B y D presentan amplian los datos de las albitas ricas en Na. Obsérvese el predominio claro de los feldspatos de composición albitica (Ab: 90-100 %) y de las albitas con composiciones muy puras (Ab>99 %).

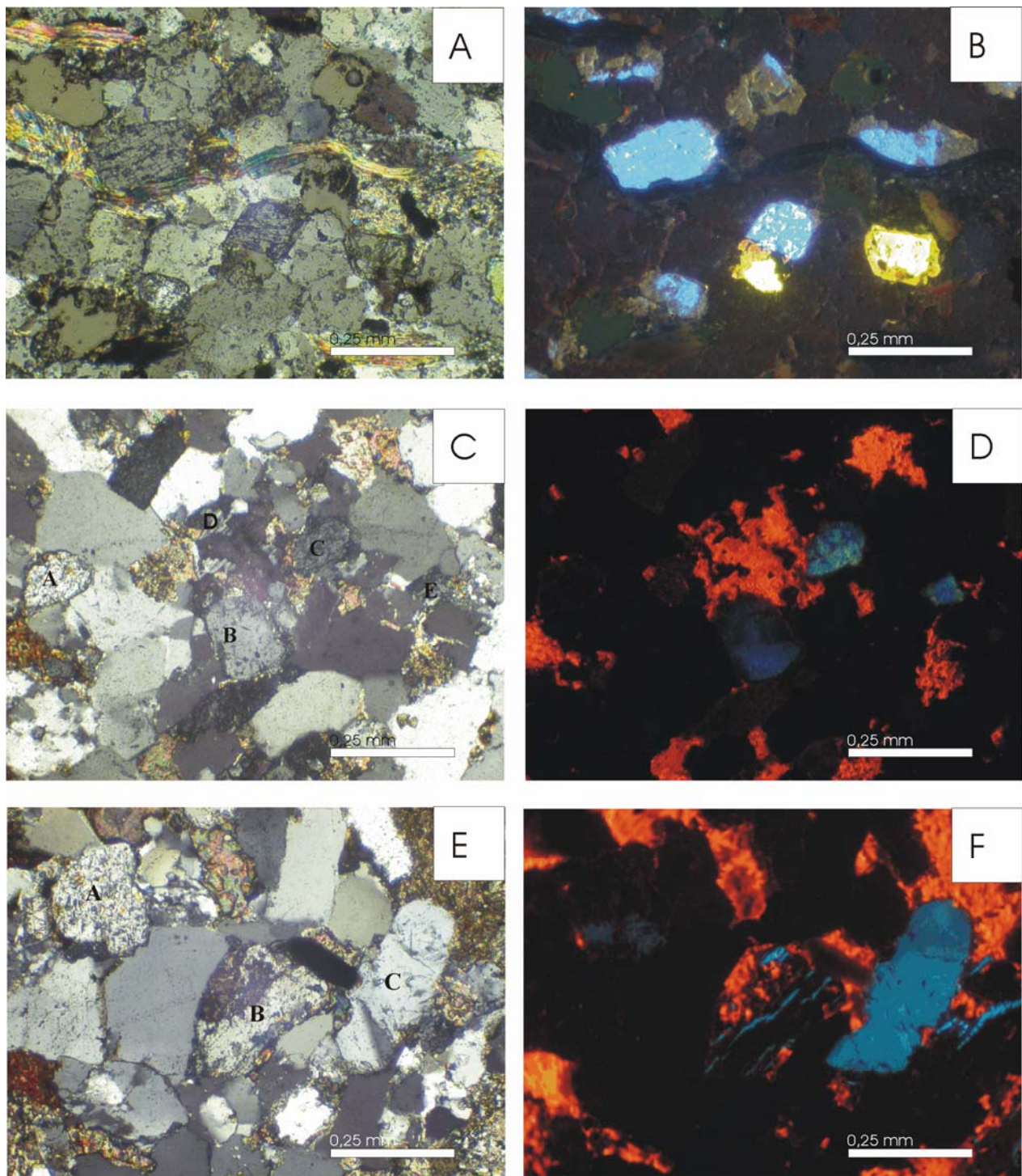


Figura 6.7: Tipologías de los feldespatos. Las fotografías de cada pareja están tomadas con nicols cruzados (izquierda) y con CL (derecha). **A y B.** Feldespatos de tipo 1 con composición potásica y luminiscencia azul intensa. Los granos con luminiscencia amarilla son apatitos. Fm. Ágreda. BLA-7. **C y D.** (a) Feldespato tipo 2 (albita detrítica) no luminiscente. (b) Feldespato tipo 1 con composición actualmente albitica y luminiscencia azul no muy intensa. Presenta zonas no luminiscentes que avanzan de los bordes al centro. (c) Feldespato de tipo 1 con composición actualmente albitica y luminiscencia verde y azul. (d) Feldespato de tipo 2 (albita detrítica) no luminiscente parcialmente reemplazada por carbonato. (e) Feldespato de tipo 2 (albita detrítica) que muestra un zonado verde y azul. **E y F.** (a) Feldespato de tipo 2 (albita detrítica) con restos de luminiscencia azul. (b) Feldespato de tipo 1 con composición actualmente albitica. Presenta zonas no luminiscentes a favor de las líneas de exfoliación y se encuentra parcialmente reemplazado por carbonato. (c) Feldespato de tipo 1 con composición actualmente albitica con luminiscencia azul.

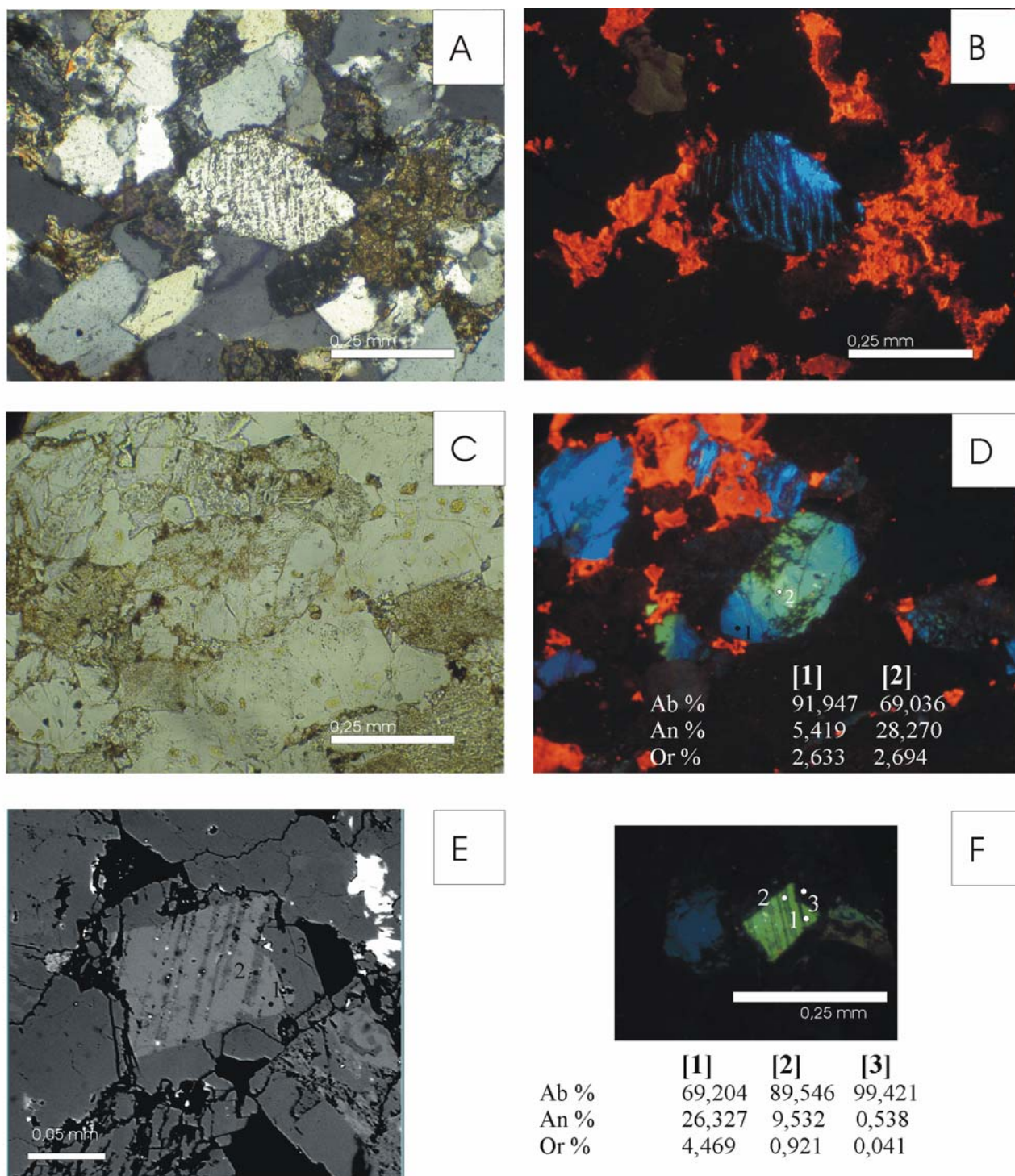


Fig. 6.8: Tipologías de los feldespatos (continuación). **A y B:** Feldespato de tipo 1 con composición actualmente albitica que presenta zonas no luminiscentes a favor de las líneas de exfoliación. Conserva restos de luminiscencia azul que le confieren un aspecto rayado. Fm. Magaña, MOV-103. Nícoles cruzados y CL. **C y D:** Feldespato de tipo 2 (albita detrítica con aspecto brillante en NC). Nótese las diferencias de color y composición. Sector occidental de la Cuenca de Cameros. Fm. Jaramillo. CID-12G. NP y CL. Valores expresados en mol %. **E y F.** Feldespato de tipo 3 (plagioclasa polisintética) con luminiscencia verde. El cemento es no luminiscente y presenta una composición muy pura en albita. Nótese las diferencias composicionales intragranulares. Fm. Sierra de Matute. ARZA-7. Fotografía de microsonda electrónica (BSE) y CL. Valores expresados en mol %.

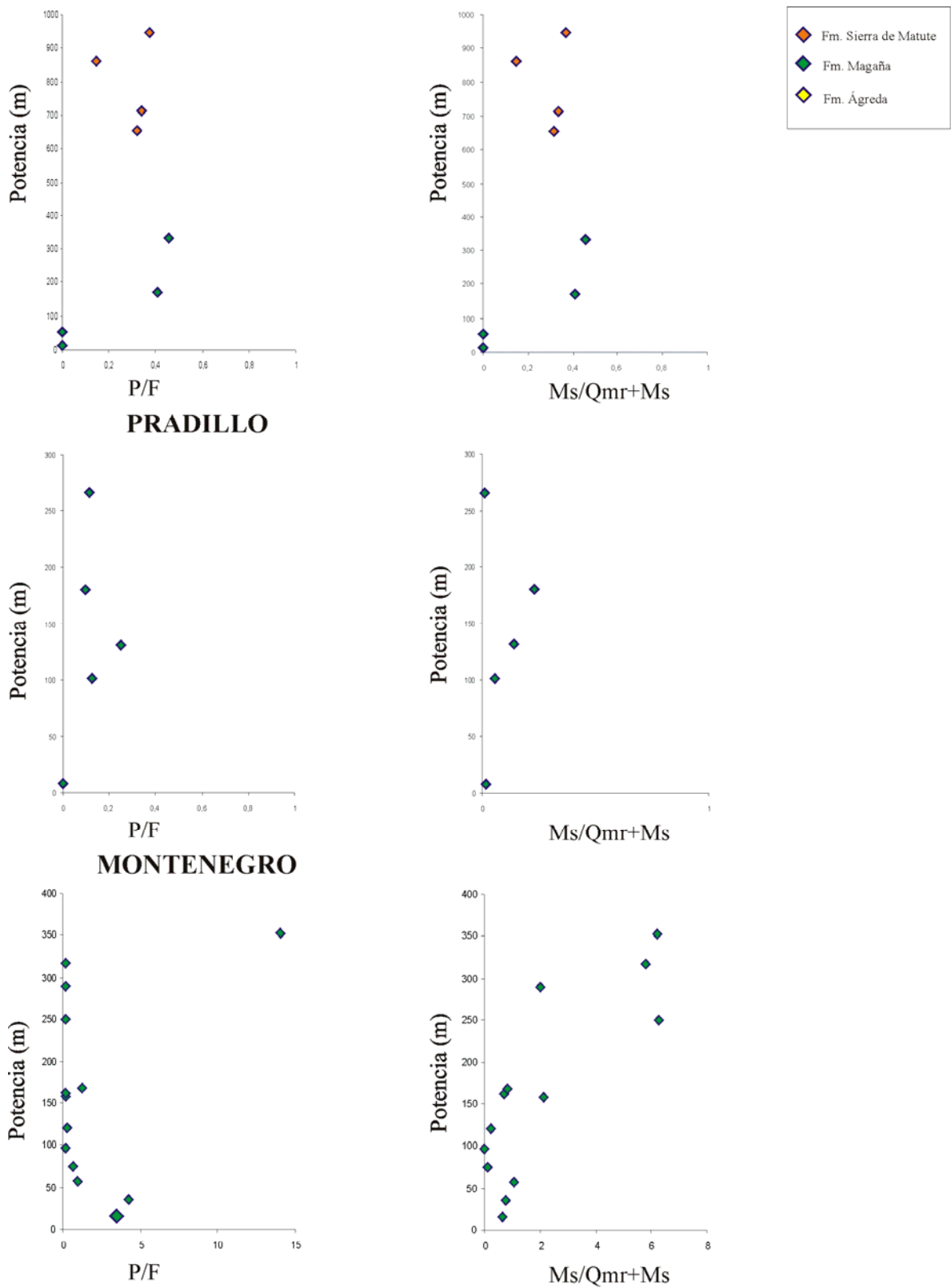


Fig. 6.9. Hoja 1. Gráficos P/F y Ms/Qmr+Ms para la zona Sur. Nótese que todas las escalas varían entre 0 y 1.

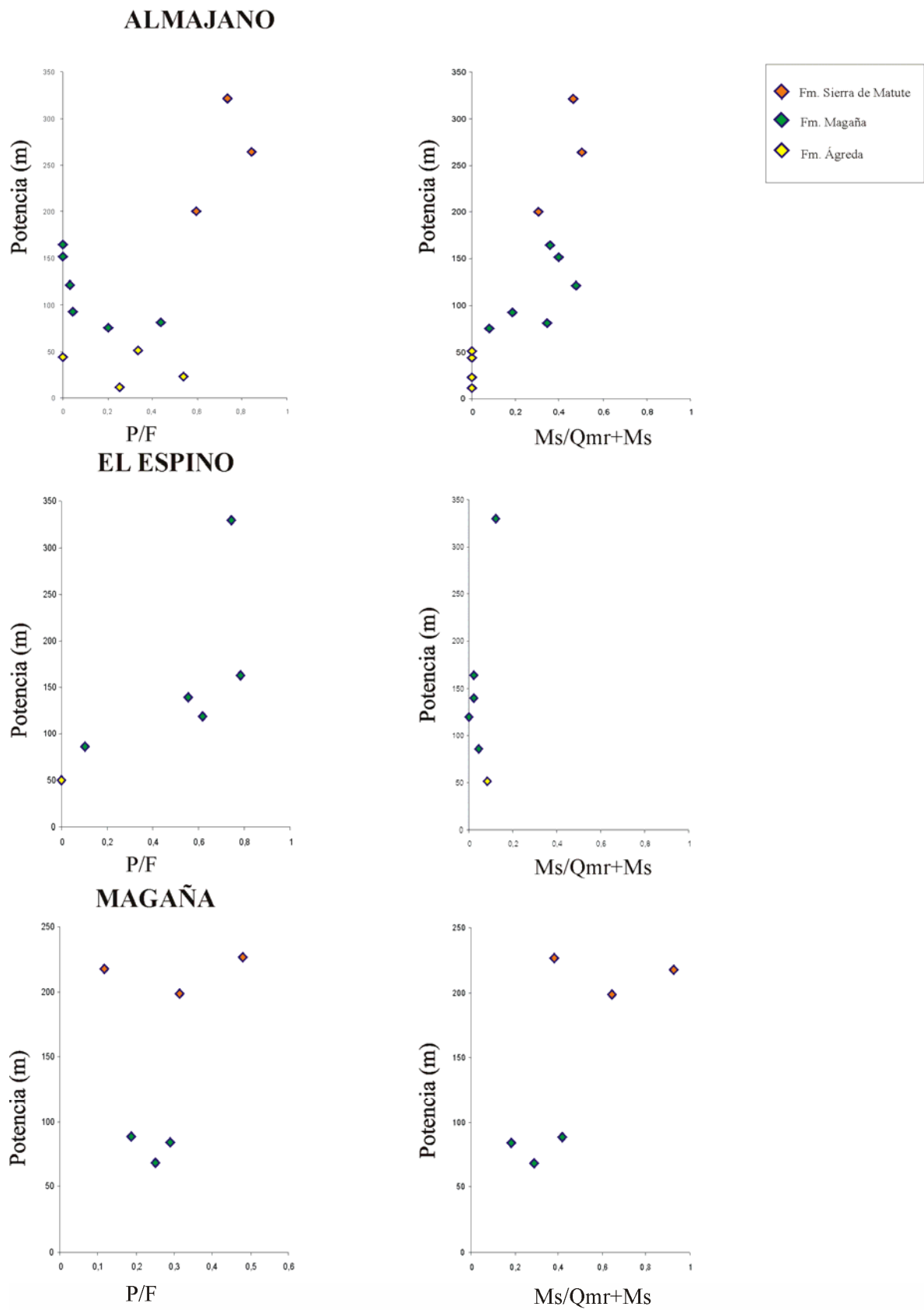
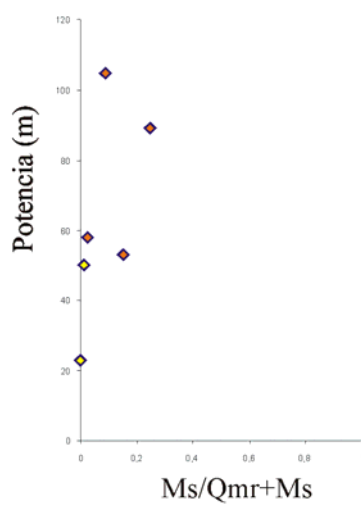
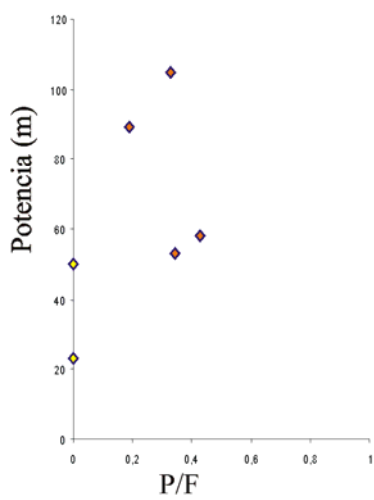
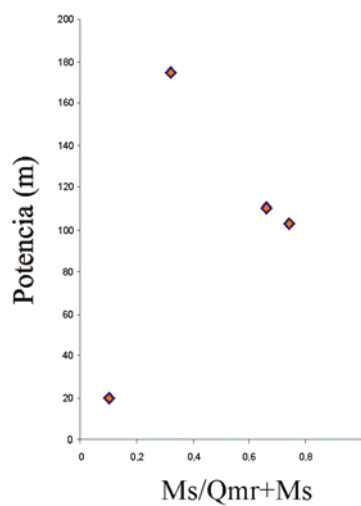
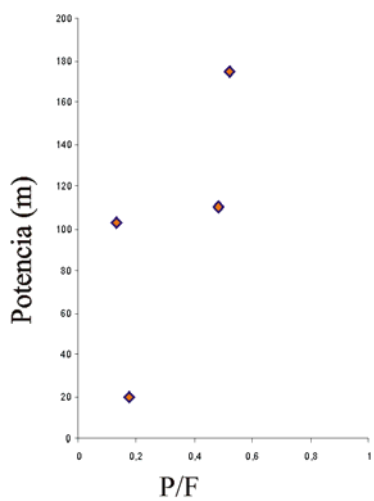


Fig. 6.9. Hoja 2. Gráficos P/F y Ms/Qmr+Ms para la zona Sur. Nótese que todas las escalas varían entre 0 y 1.

TRÉVAGO



EL COLLADO



ÁGREDA

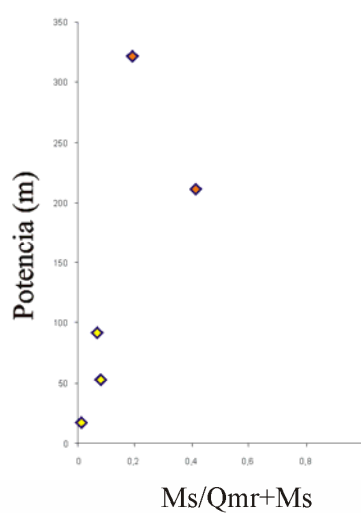
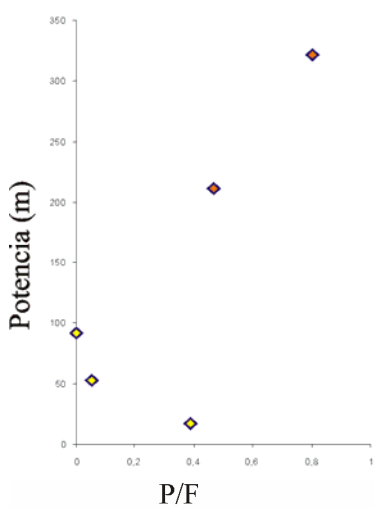
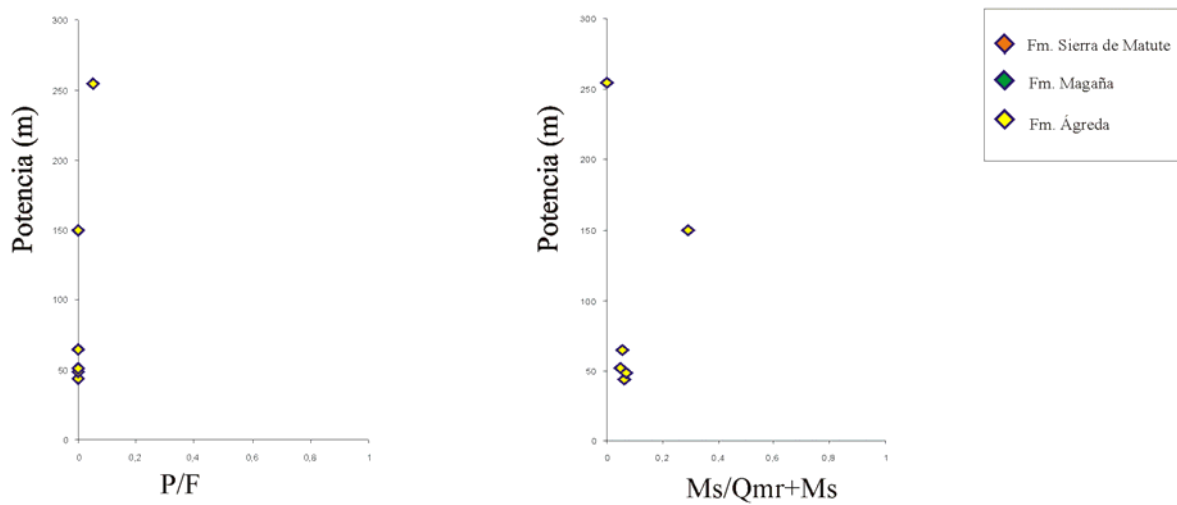
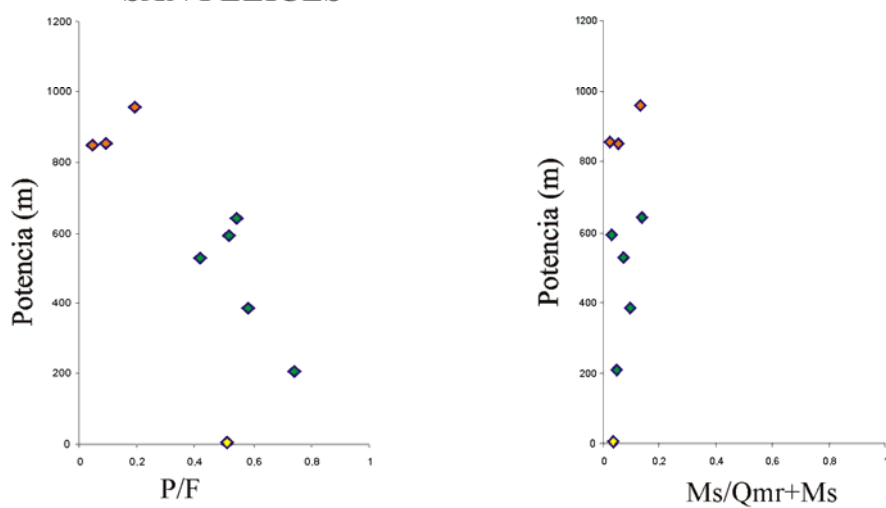


Fig. 6.9. Hoja 3. Gráficos P/F y Ms/Qmr+Ms para la zona Sur. Nótese que todas las escalas varían entre 0 y 1.

SAN BLAS



SAN FELICES



VALDEGUTUR

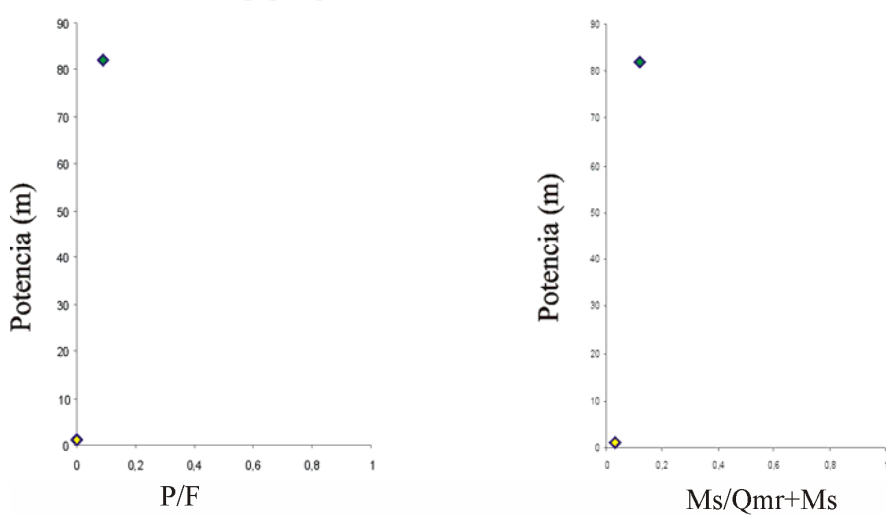


Fig. 6.9. Hoja 4. Gráficos P/F y Ms/Qmr+Ms para la zona Sur. Nótese que todas las escalas varían entre 0 y 1.

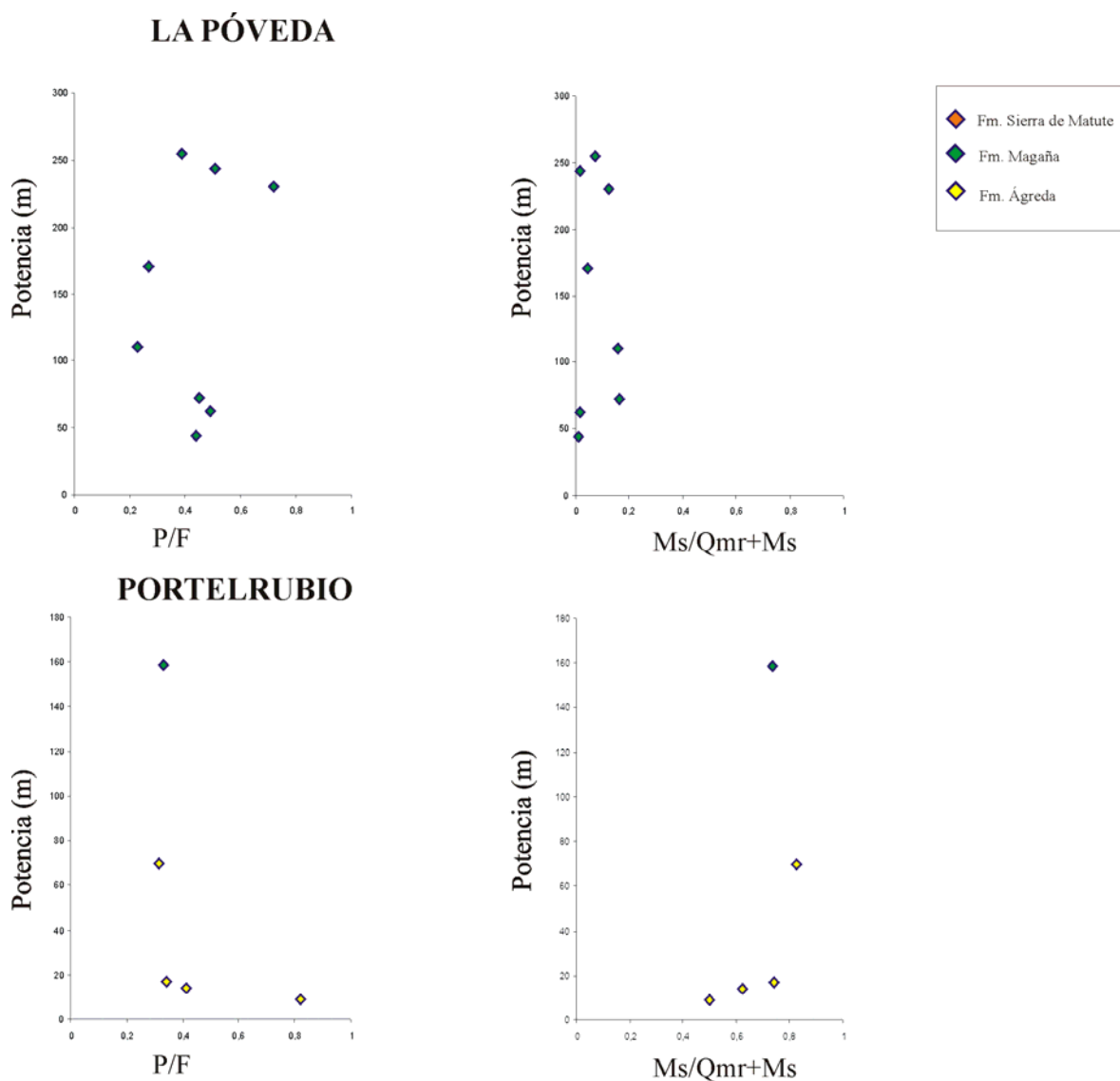


Fig. 6.9. Hoja 5. Gráficos P/F y Ms/Qmr+Ms para la zona Sur. Nótese que todas las escalas varían entre 0 y 1.

6.2.3. COMPONENTES AUTIGÉNICOS: CEMENTOS Y REEMPLAZAMIENTOS

Entendemos por cemento cualquier precipitado químico que rellena total o parcialmente un poro. En concreto, las muestras estudiadas contienen cementos de cuarzo, calcita, dolomita, ankerita, feldespatos (*s.l.*), caolinita, illita y óxidos de hierro. A continuación describimos las características principales que han permitido su reconocimiento, así como los datos porcentuales sobre el total de la roca. En el apartado 6.3.2 se describirá cada uno de estos cementos de forma más exhaustiva, incluyendo datos interpretativos relativos a su génesis y cronología.

Cemento de cuarzo: Se trata de cementos sintaxiales (fig. 6.10.A). En la mayor parte de los casos los cementos sintaxiales no son completamente idiomorfos. Su distinción se facilita en los casos en los que precipitó un cemento de óxidos de Fe previamente a la formación del cemento de cuarzo (Zona Sur, columna de El Espino, fig. 6.10.A). Cuantitativamente, los cementos de cuarzo constituyen un 3,8 % en la Zona Norte (valor máximo de 11,7 % en la Fm. Magaña en Montenegro), un 1,5 % en la Zona Centro (valor máximo de 4,1 % en la Fm. Ágreda en Portelrubio), un 3,7 % en la Zona Sur (valor máximo de 13,5 % en la Fm. Magaña en la localidad de Magaña). Dentro de una misma zona e incluso dentro de una única columna estratigráfica los valores pueden ser muy variables, dependiendo fundamentalmente del tipo de petrofacies. Cabe distinguir entre las areniscas que presentan una composición cuarzofeldespática y aquellas que presentan fragmentos de roca carbonática en la composición de su esqueleto. En este último caso predominan los cementos carbonáticos sobre los cementos de cuarzo.

Los cementos de cuarzo en ocasiones se encuentran bien desarrollados, aunque en general se han visto sometidos a procesos de presión-disolución, perdiendo su idiomorfismo inicial. Pueden aparecer corroídos por cementos carbonáticos (calcita, dolomita, anquerita) (fig. 6.10.B).

Se ha observado muy ocasionalmente (Zona Sur, columna de Almajano) cementos de cuarzo rellenando la microporosidad que queda en los *pore filling* de caolinita.

Cementos carbonáticos: Presentan tres tipos mineralógicos distintos: calcita, dolomita y un carbonato ferroso calcitizado, posiblemente anquerita calcitizada. Dentro del cemento de calcita hay que distinguir entre cementos de calcita no ferrosa y cementos de calcita ferrosa (fig. 6.10.F). Los cementos carbonáticos presentan texturas muy variadas en función de su mineralogía. Ocasionalmente aparecen cementos de calcita de tipo mosaico rellenando la porosidad de fractura (fig. 6.10.G). Pueden presentar composición no ferrosa o ferrosa.

Los cementos carbonáticos son muy abundantes en las areniscas en las que aparecen fragmentos de roca carbonática (en cualquiera de las tres formaciones estudiadas), no observándose cuando éstos no forman parte de la composición del esqueleto. En muchos casos, llegan a ocluir la porosidad de la roca. En líneas generales, el cemento carbonático más abundante es el calcítico, seguido del cemento de anquerita calcitizada y del cemento de dolomita. Los porcentajes medios de aparición del cemento de calcita son de 1,7 % en la Zona Norte (máximo de 10,8 % en Almarza), 0,4 % en la Zona Centro (máximo de 3,7 % en Portelrubio) y 2,4 % en la Zona Sur (máximo de 22,8 % en Valdegutur). Para la anquerita calcitizada los porcentajes son de 1,8 % en la Zona Norte (máximo de 5,3 en Almarza), 0,4 % en la Zona Centro (máximo de 2,3 % en Portelrubio) y 1,4 en la Zona Sur (máximo de 9,5 % en San Blas). Aparece en proporciones muy bajas en la Fms. Magaña y Sierra de Matute en la

columna Ágreda y en la Fm. Sierra de Matute en la columna de El Collado (ambas situadas en la Zona Sur, fig. 1.3) (fig. 6.11). El cemento de dolomita en general es muy poco abundante.

La presencia de los cementos carbonáticos depende, como se ha señalado, del tipo de petrofacies. Se han realizado gráficos que muestran la composición porcentual de estos cementos en las areniscas (fig. 6.11), su variación en la vertical de cada columna y los límites de las formaciones. Se observa como en muchas ocasiones la variación del porcentaje de cemento de cuarzo es opuesta a la variación del porcentaje de los cementos carbonáticos.

Se observa con frecuencia que las fases carbontadas en parte cementan y en parte reemplazan, tanto a otros cementos como a granos del esqueleto (figs. 6.10.C, D, E y G). Los elementos del esqueleto más fácilmente reemplazables son los feldespatos, pero el cemento carbonático llega a corroer granos de cuarzo monocristalino (fig. 6.10.B). Estos procesos de reemplazamiento son especialmente intensos en el caso de la anquerita (actualmente calcitizada), que reemplaza a fragmentos de roca carbonática, cementos carbonáticos previos, feldespatos, moscovitas, cuarzoes monocristalinos y cementos sintaxiales de cuarzo. La anquerita reemplaza preferencialmente los feldespatos potásicos (figs. 6.10.C, D, E, F y H).

Cemento de Feldespato (s.l.): Son recrecimientos del grano detrítico feldespático, frecuentemente sintaxiales, poco representativos desde un punto de vista cuantitativo. Se han diferenciado tres categorías: (1) cemento de feldespato potásico, (2) cemento de albita, (3) cemento de plagioclasa polisintética. La categoría de cemento de feldespato potásico incluye tanto los cementos que actualmente presentan esta composición como aquellos que la tuvieron en origen y fueron posteriormente albitizados. Denominamos cemento de plagioclasa a aquellos en los que se reconoce la macla polisintética recrecida (figs. 6.10.I, K y L). Los valores máximos observados para cada uno de estos tipos se han registrado en la Zona Sur: 1,4 % de cemento de feldespato potásico (Fm. Magaña, localidad de Magaña), 1,5 % de plagioclasa (Fm. Ágreda, San Blas) y 1,2 % de cemento de albita (Fm. Sierra de Matute, El Collado).

Cementos de filosilicatos: Son fundamentalmente de illita (figs. 6.10.M y N) y caolinita (fig. 6.10.Ñ). Ambas aparecen como cemento (figs. 6.10.M, N, Ñ) o como reemplazamientos en feldespatos (epimatríz). Las epimatrices se distinguen por su morfología (fig. 6.10.Ñ) y, en ocasiones, por la presencia de restos del mineral reemplazado. Como cemento se suele hablar de *pore filling* de caolinita (fig. 6.10.Ñ). Muy ocasionalmente se pueden observar cementos de illita paralelos al borde del grano detrítico (*pore lining* de illita, figs. 6.10.M y N). La caolinita está a menudo reemplazada por illita, en cuyo caso la illita conserva la morfología típica en abanicos de la caolinita.

La única zona en que se conserva proporciones significativas de caolinita es Almajano, alcanzando un porcentaje máximo de 5,8 % de *pore filling* de caolinita en la Fm. Magaña. En

dicha columna los *pore filling* de caolinita son muy abundantes en las areniscas de la Fm. Magaña, en las que no son frecuentes los fragmentos de roca carbonática. No se puede descartar la presencia de la dickita, polimorfo de mayor temperatura que la caolinita. Como ya se ha comentado, entre los abanicos de caolinita a menudo queda mucha microporosidad en la que precipitan cementos de cuarzo. Los cementos de illita (*pore lining* tangenciales) son muy poco importantes cualitativamente (porcentaje máximo de 0,7 % en Almarza).

Cementos de óxidos de hierro: son cementos de texturas peliculares, que recubren los granos detríticos. También aparecen cementos de óxidos de hierro no peliculares, como precipitados masivos en la porosidad existente. Son abundantes en la Fm. Magaña en la Zona Norte (columnas de Almarza, Pradillo y Montenegro), y en las Fms. Ágreda y Magaña en las Zonas Centro (Portelrubio) y Sur (Almajano y El Espino) (fig. 6.1.A).

Pirita: Presentan tamaños centimétricos. Aparece como cemento, pero fundamentalmente remplazando componentes del esqueleto (fig. 6.10.O). En lámina delgada muestran secciones idiomorfas generalmente hexagonales, debidas a la sección en dos dimensiones de cristales de piritoedros tridimensionales.

Cemento de clorita: Aparece como cemento pero fundamentalmente como reemplazamiento de las moscovitas (figs. 6.10.P y Q). Ocasionalmente reemplaza a otros granos del esqueleto (fig. 6.10.R). El reemplazamiento puede ser total o parcial. En este último caso suele afectar a las fibras más externas del haz de la moscovita (fig. 6.10.Q). En algunos casos puede existir crecimiento por precipitación directa, es decir, la clorita ocasionalmente puede aparecer como cemento (fig. 6.13.Q). En el apartado 6.4. se describirán las cloritas que precipitaron en las fracturas de la zona de San Felices.

Aparece clorita en en las Fms. Magaña y Sierra de Matute, principalmente en las columnas de Montenegro, Almarza, Pradillo, La Póveda, El Espino, San Blas, El Collado, San Felices y Valdegutur.

6.2.4. MATRICES DIAGENÉTICAS

Se contemplan con este término toda fracción inferior a 30 μm y de cualquier origen, siguiendo el concepto de Dott (1964), por lo que incluye fracciones cementantes, reemplazantes y de origen detrítico. En este apartado comentaremos las epimatrices (matrices de reemplazamiento) y pseudomatrices (matrices de deformación y disgregación) (Dickinson, 1970), ya que los cementos filosilicáticos (*pore filling* de caolinita y *pore lining* de illita) han sido ya tratados en el apartado anterior. Las epimatrices son aquellas que se forman por

reemplazamientos de granos detríticos por otros minerales de la arcilla autigénicos. Las más habituales son las epimatrices de caolinita e illita sobre feldespatos. Las pseudomatrices se forman por compactación mecánica y disgregación de granos dúctiles, como cantos blandos (NCI) o fragmentos de roca metamórfica.

Epimatrices de caolinita e illita: Son muy abundantes en las muestras ricas en feldespatos (figs. 6.10.Ñ y S). En ocasiones el reemplazamiento llega a ser total, sin que existan restos del grano detrítico (figs. 6.10.Ñ y S). En estos casos, distinguimos una epimatriz de un *pore filling* por su morfología regular, similar en tamaño y forma al grano detrítico previo, mientras que los *pore fillings* presentan morfología de poros, generalmente triangular. Otras veces el reemplazamiento es sólo parcial, conservándose restos del grano detrítico original.

Los abanicos de illita indican un reemplazamiento de la caolinita por illita (lámina 6.10.T), ya que la illita no suele presentar estas texturas. El reemplazamiento de la caolinita por illita puede ser total o pueden conservarse en ocasiones restos de caolinita. Éste último caso está reflejado en las tablas de los contajes (anexos 4 a 10): caolinita-illita reemplazando a feldespato potásico. Las epimatrices de illita pueden conservar la distribución de las líneas de exfoliación de los feldespatos, no así las de caolinita. Hay que señalar también que la illita tiende a aparecer como reemplazamiento directo en los feldespatos de tipo 2 y 3 (albitas y plagioclasas polisintéticas, fig. 6.10.U), siendo menos frecuentes los reemplazamientos que tengan como precursor de la illita a la caolinita (fig. 6.10.V). La distribución de las epimatrices es en general similar a la de los feldespatos que reemplazan. El valor máximo de epimatrices de caolinita sobre feldespato potásico se alcanza en la Fm. Magaña en la zona de Almajano, y el valor máximo de epimatrices de caolinita-illita o illita (también sobre feldespato potásico) en dicha formación en la zona de Montenegro. Las epimatrices de illita sobre feldespatos de tipo 2 y 3 (albitas y plagioclasas polisintéticas) son comparativamente menos abundantes, registrando un valor máximo de 1 % en la Fm. Magaña en la zona de Montenegro.

Pseudomatriz: Se forma por compactación mecánica de clastos dúctiles (fig. 6.10.W). Puede incluso proceder de la compactación de epimatrices de caolinita o illita. En estos casos es compleja su identificación al poder confundirse con pseudomatrices de cantos blandos. El porcentaje de pseudomatriz presente en las muestras es muy variable, no habiéndose observado en muchas muestras. Alcanza su valor máximo en la Fm. Sierra de Matute (zona de El Collado, 10,6%), aunque los valores máximos de la mayor parte de las muestras ricas en pseudomatriz se sitúan en torno al 3,7 %.

Las areniscas ricas en pseudomatriz se asocian con facies relacionadas con fondo de canales fluviales, donde la presencia de cantos blandos es elevada.

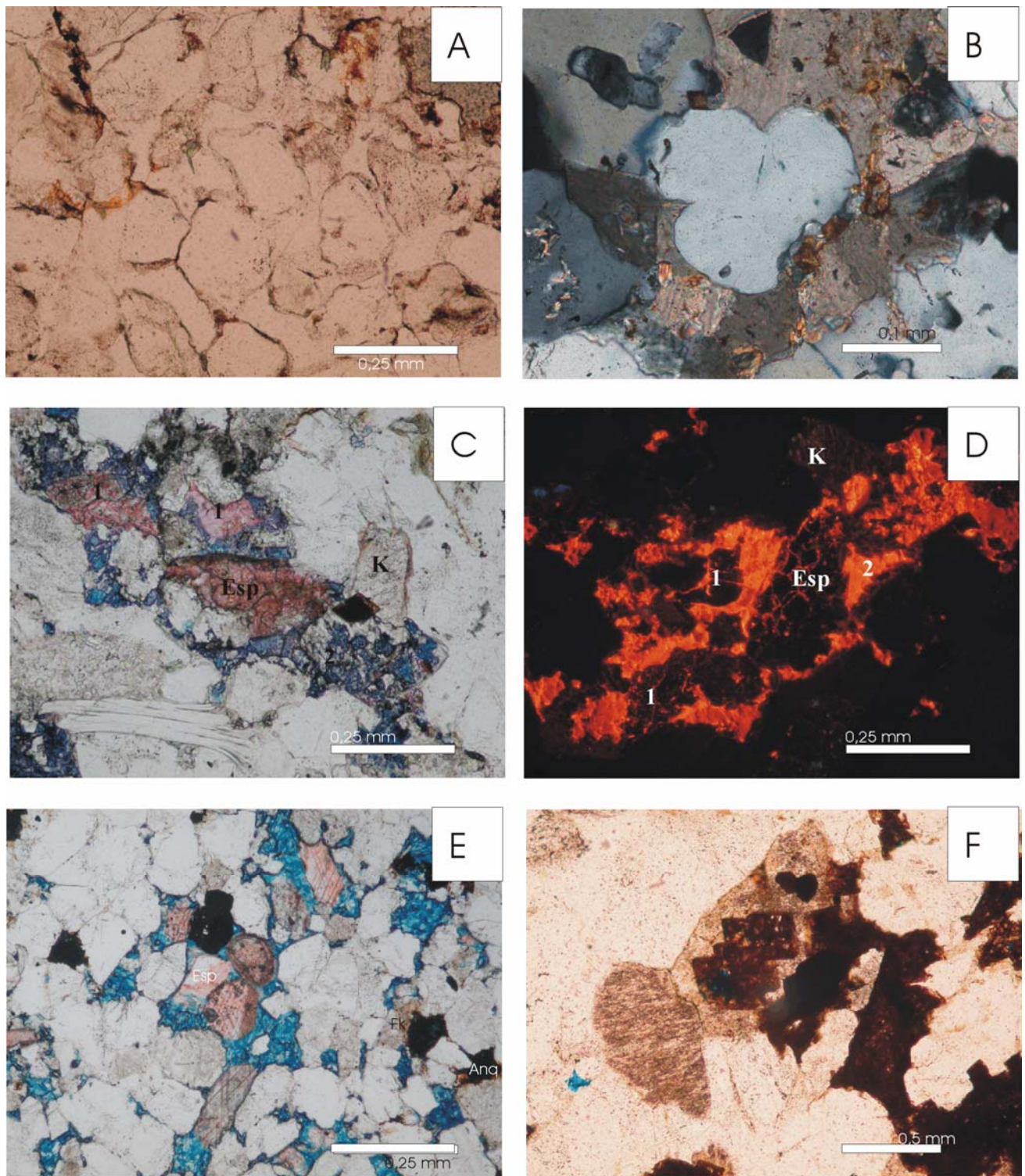


Figura 6.10: Componentes autigénicos. **A:** Cemento pelicular de óxido de Fe previo al cemento sintaxial de cuarzo. ESP-4, Nícoles paralelos (NP). **B:** Cemento y reemplazamiento carbonático sobre cuarzo monocristalino. AGE-11A, Nícoles cruzados (NC). **C y D:** Fotografía de nícoles paralelos y de CL. Nótese que la fotografía de CL está girada respecto a la tomada en el microscopio petrográfico. Grano carbonático esparítico (Esp) no luminiscente. El cemento carbonático no ferroso (1) es no luminiscente, mientras que el cemento carbonático ferroso (2) presenta luminiscencia naranja. El feldespato K detrítico (K) es no luminiscente y está reemplazado por carbonato. Obsérvese el rombo de anquerita también reemplazando al feldespato. MOV-103. **E:** Cements de calcita no ferrosa (rosa) y de calcita ferrosa (azul). Nótese la diferencia entre fragmentos de roca carbonatada esparítica y los cements de calcita no ferrosa. 2TRE-2, NC. **F:** Anquerita calcitizada reemplando feldspatos. POV-3, NC.

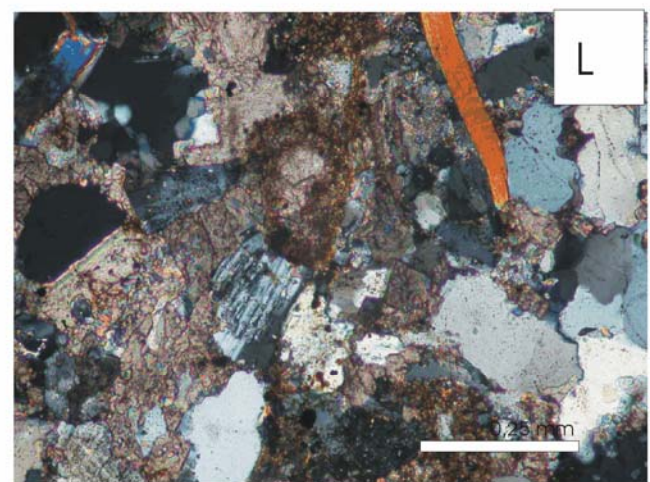
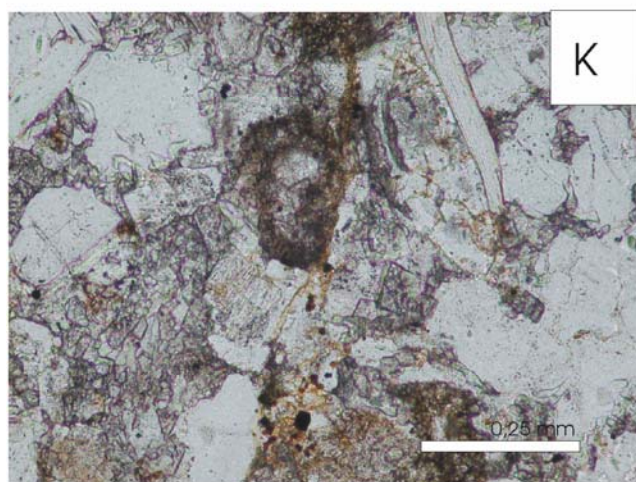
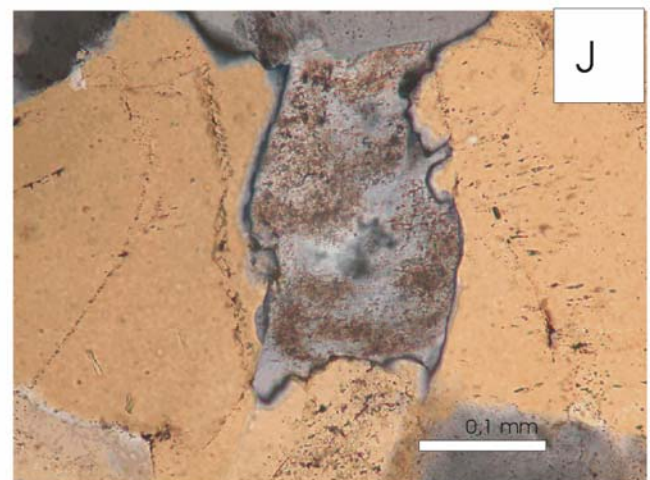
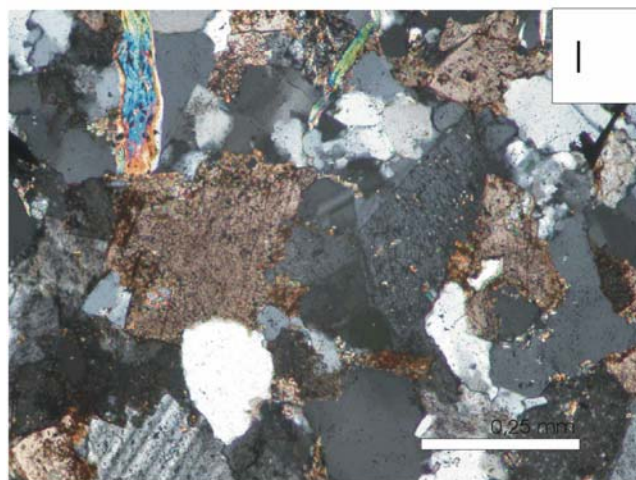
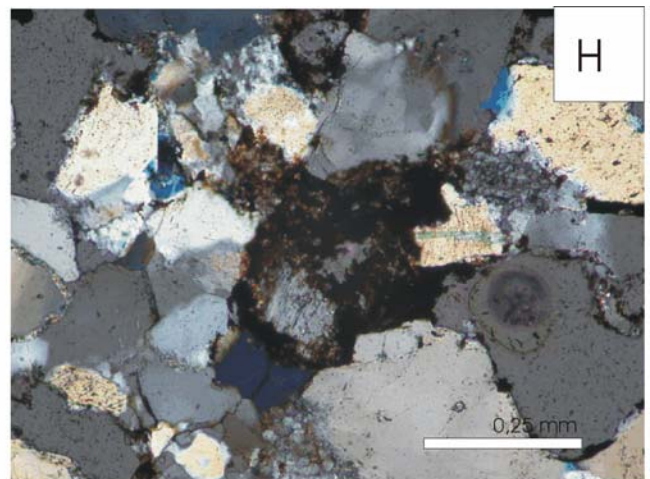
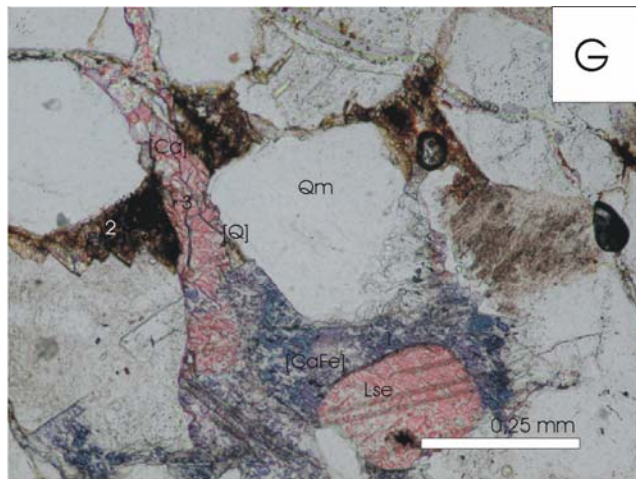


Figura 6.10 (continuación): **G:** Fragmento de caliza esparítica (Lsc) heredado (nótese los bordes redondeados). Secuencia de cements carbonáticos: 1. cemento de calcita ferrosa ([CaFe], morado y azul). 2. Cemento de anquerita *saddle* calcitizada. 3. Cemento carbonático no ferroso rellenando fracturas. MOV-106, NC. **H:** Anquerita reemplazando feldespato de tipo I (posiblemente en origen feldespato K). ALM-105, NC. **I:** Cemento syntaxial de albita en feldespato de tipo I (en origen al menos el grano fue posiblemente feldespato K, actualmente presenta composición albítica). Nótese la presencia de reemplazamientos totales de feldespatos por carbonato, conservando la morfología original del feldespato K y las líneas de exfoliación en algunos casos. CSP-101, NC. **J:** Cemento de albita en feldespato de tipo I (en origen al menos el grano fue probablemente feldespato K, actualmente presenta composición albítica) anterior al cemento syntaxial de cuarzo, que lo corroe parcialmente. POV-3, NC. ALM-111, NC. **K y L:** Cemento syntaxial de plagioclasa (feldespato de tipo 3). Nótese que el cemento también presenta macla polisintética, así como la corrosión del cemento carbonático sobre el cemento de plagioclasa. CSP-3, NP y NC.

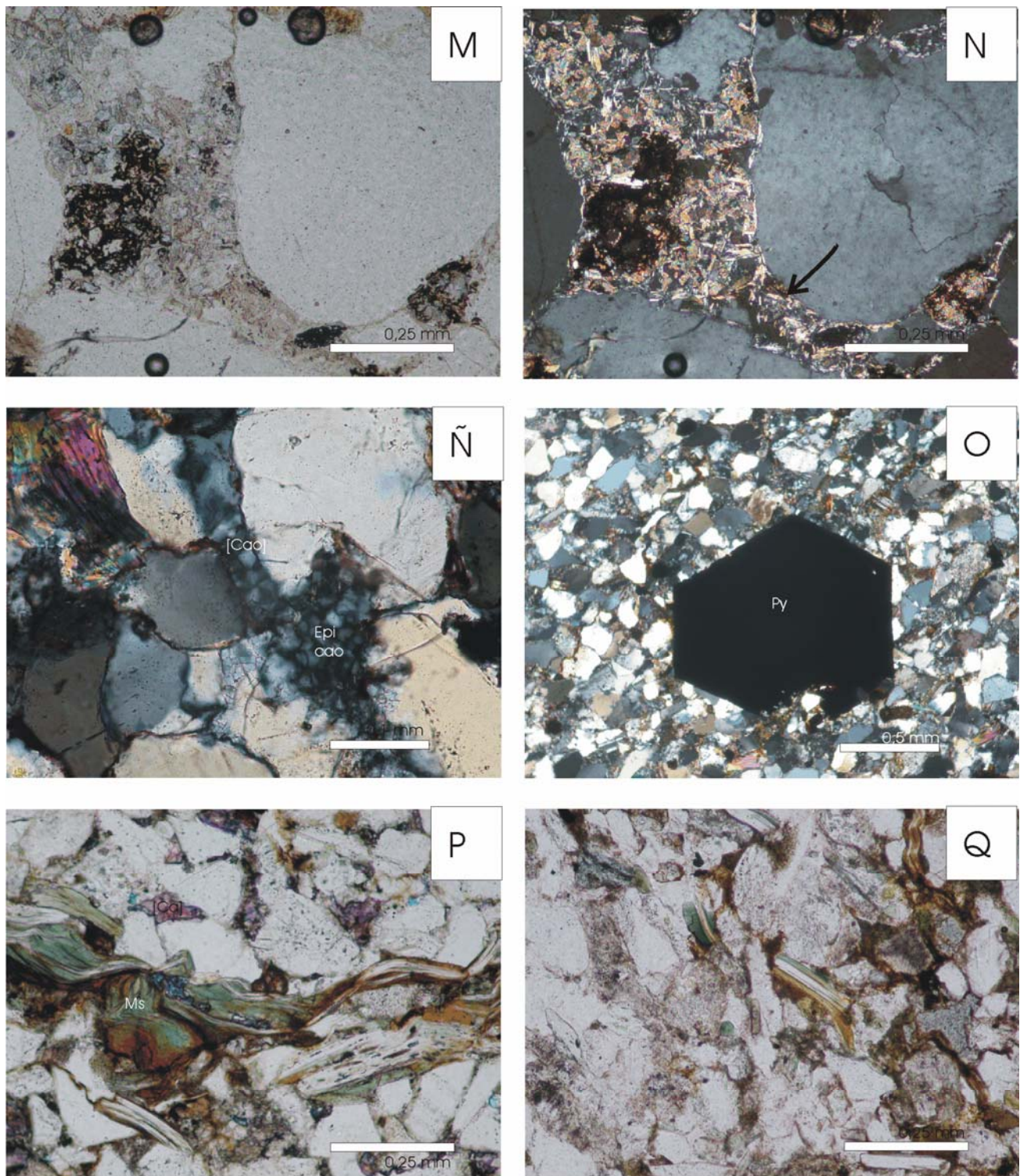


Figura 6.10 (continuación): M y N: Pore lining de illita sobre cuarzo monocristalino (ver flecha). NP y NC, BLA-6. Ñ: *Pore filling* de caolinita ([Cao]). Nótese que el tamaño del poro es inferior al tamaño medio de los clastos del esqueleto. También se puede observar en la misma fotografía una epimatriz de caolinita sobre feldespato (Epi cao). Nótese el mayor tamaño de la epimatriz respecto al *pore filling*. ALM-106, NC. O: Reemplazamiento del esqueleto por pirita (Py). Nótese la morfología regular y el tamaño de la pirita. MOV-107, NC. P. Moscovita cloritizada. Nótese la intensa compactación mecánica. MOV-107, NP. Q. Moscovita cloritizada. Nótese que la cloritización ha afectado de una manera preferencial a las fibras externas de la moscovita. Puede haber existido un recrecimiento por precipitación directa (sin reemplazamiento) en algunos puntos. POV-9, NP.

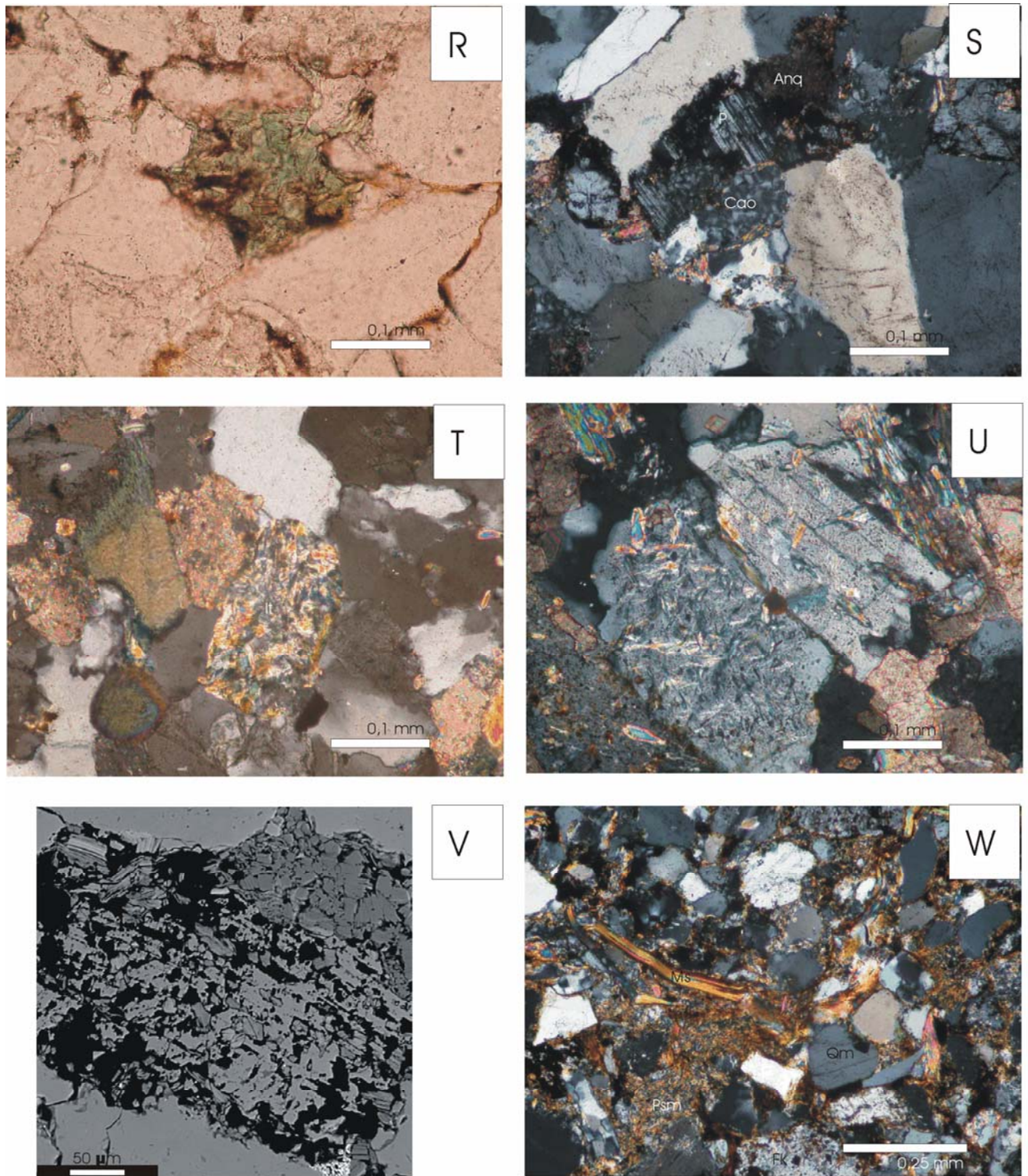


Figura 6.10 (continuación): R. Reemplazamiento de una porción del esqueleto por clorita. ESP-4, NP. S. Epimatriz de caolinita sobre feldespato K. Nótese que el reemplazamiento es total, pero se conserva la morfología externa del grano. ALM-111, NC. T. Epimatriz de illita (it) y localmente clorita sobre feldespato K. La illita aparece agrupada formando abanicos porque pseudomorfiza a la caolinita que inicialmente reemplazaba al feldespato K. ESP-7, NC. U. Alteración de illita sobre albitas (feldespatos de tipo 2). En este caso el reemplazamiento de la albita por la illita ha sido directo, sin que la caolinita actuase como precursor (no se observan morfologías en abanico). V. Plagioclasa polisintética (feldespato de tipo 3) reemplazada por illita. La illita pseudomorfiza los abanicos de la caolinita. Fotografía tomada en la microsonda electrónica con electrones retrodispersados (BSE). W: Pseudomatriz generada por compactación mecánica.

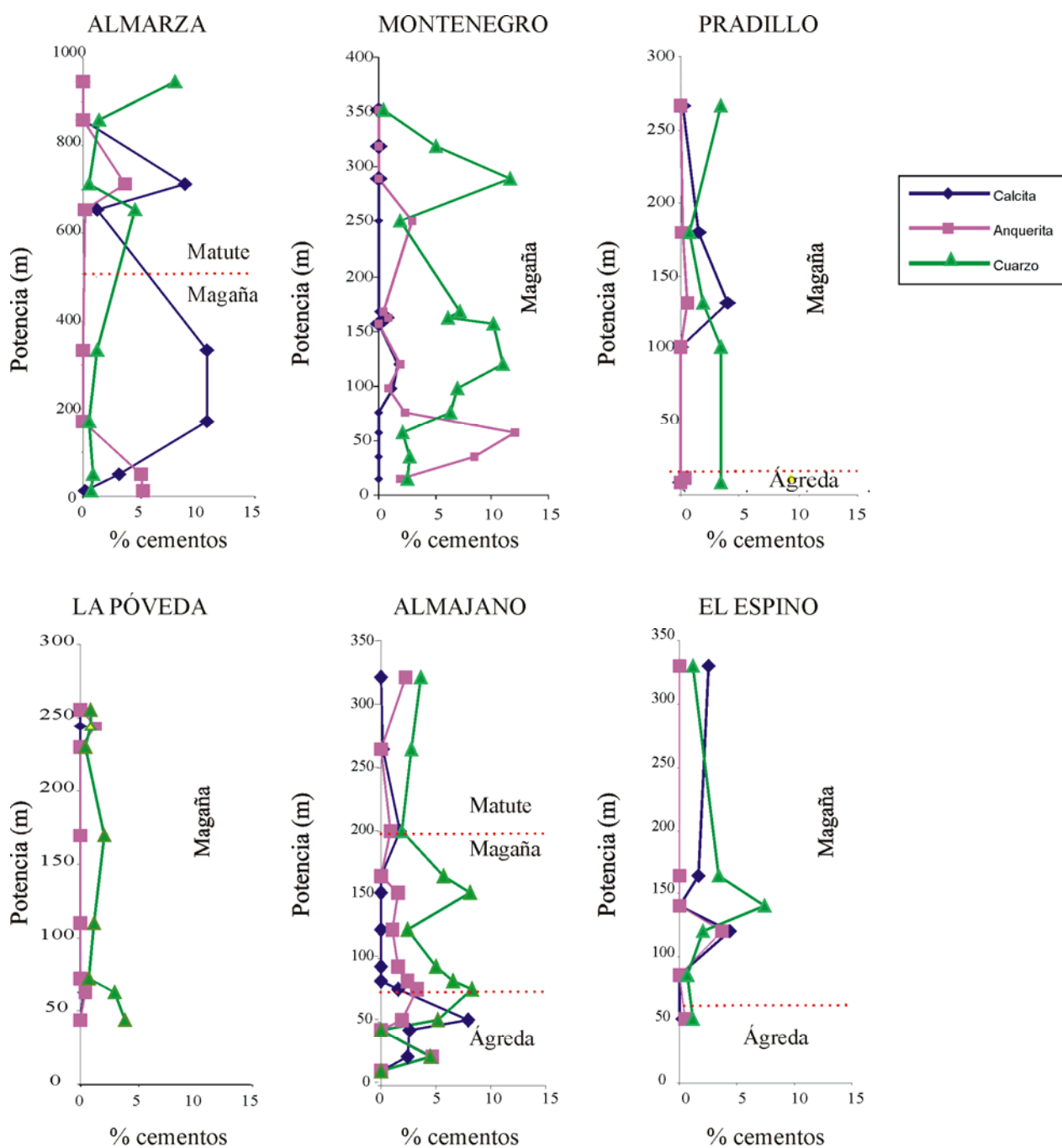


Fig. 6.11. Hoja 1. Diagramas binarios que muestran los porcentajes de cemento de calcita, anquerita y cuarzo en las distintas columnas estratigráficas. Nótese que en general, a mayor contenido de cementos carbonáticos, menor contenido en cementos de cuarzo. Los valores de la columna de Portelrubio son muy bajos, por lo que no se han representado gráficamente. En las columnas estratigráficas en las que hay muestras de distintas formaciones, el límite entre dichas formaciones está indicado por una línea de puntos roja.

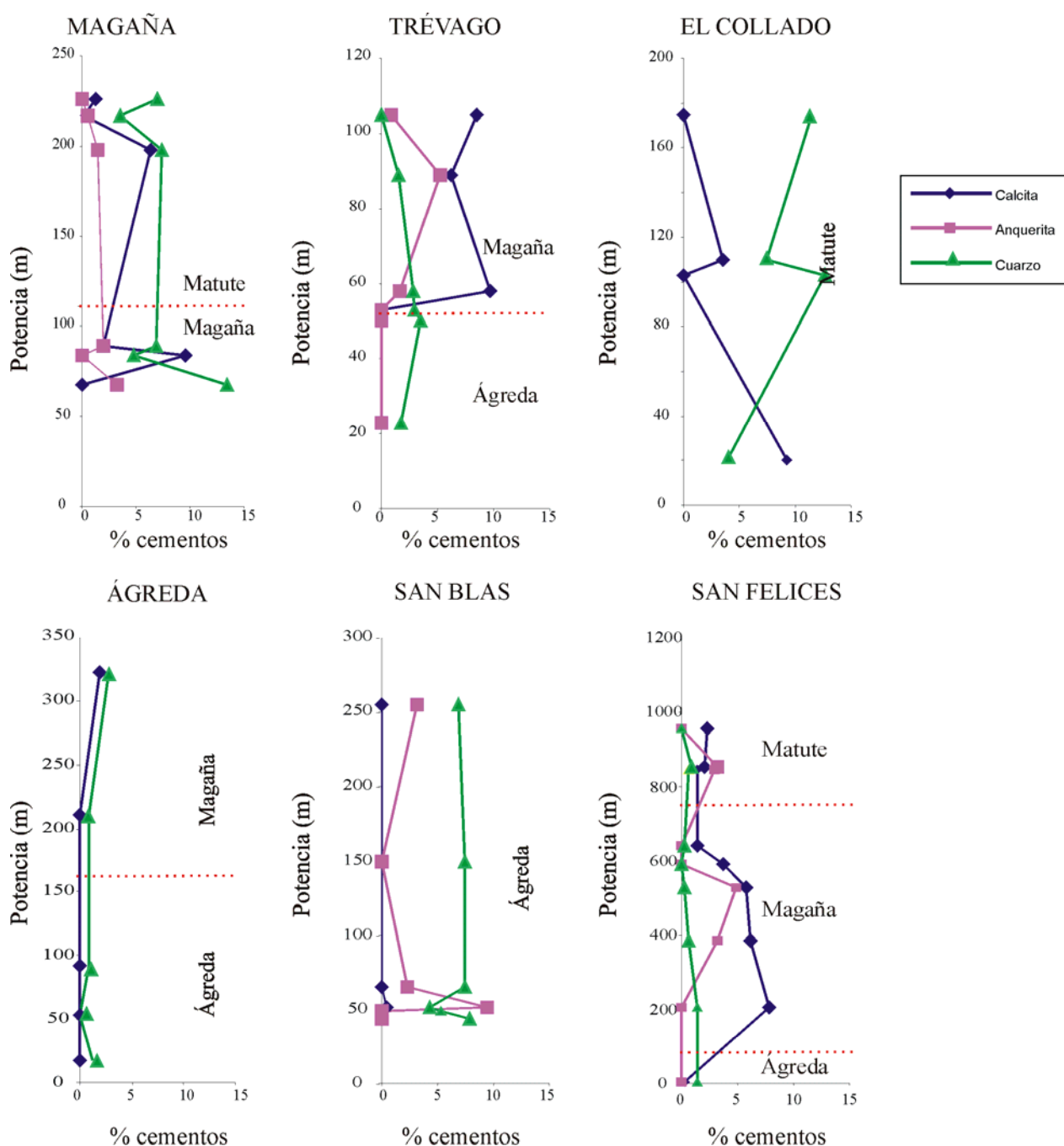


Fig. 6.11. Hoja 2. Diagramas binarios que muestran los porcentajes de cemento de calcita, anquerita y cuarzo en las distintas columnas estratigráficas. Nótese que en general, a mayor contenido de cementos carbonáticos, menor contenido en cementos de cuarzo. En los casos de la columna de El Collado y de Ágredda no se observa anquerita o aparece en proporciones muy bajas. La columna de Valdegutur no se ha representado por presentar sólo dos muestras. En las columnas estratigráficas en las que hay muestras de distintas formaciones, el límite entre dichas formaciones está indicado por una línea de puntos roja.

6.2.5. POROSIDAD

La porosidad de los depósitos arenosos analizados es muy escasa. Sólo se ha observado porosidad de fractura y microporosidad intercrystalina generalmente asociada a los abanicos de los *pore fillings* de caolinita. Por su escasez, ninguna de los dos tipos se ha cuantificado en los contajes de puntos. La escasa presencia de porosidad se debe en primer lugar a la intensa compactación mecánica, y en segundo lugar a los procesos de cementación y compactación química.

6.3. COMPOSICIÓN MODAL DEL ESQUELETO

6.3.1. INTRODUCCIÓN

El análisis de la composición modal del esqueleto se ha realizado utilizando las clases petrográficas y diagramas establecidos por Zuffa (1980), Pettijohn *et al.* (1973) y Dickinson y Suckzek (1979), así como modificaciones posteriores (p. ej: Zuffa, 1985; Dickinson *et al.*, 1983; Di Giulio y Valloni, 1992). Los contajes de puntos se han realizado mediante el método ambivalente, que es una variedad del método de Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984, ver apartado de metodología, fig. 4.4 y tabla 4.1), y sus resultados se encuentran recogidos en los anexos 4 a 10. Para poder determinar la procedencia y las posibles áreas fuentes de estos depósitos, ha sido necesario proceder a la restauración de la composición modal original del esqueleto de estas areniscas, determinando los procesos diagenéticos que han tenido lugar y que han modificado parcialmente la composición original del depósito.

Se han representado las composiciones modales de las muestras en una serie de diagramas triangulares y binarios. Es importante señalar que los diagramas triangulares deben interpretarse en términos relativos. Puesto que la suma de los tres componentes es siempre la misma (100), el aumento aparente de uno de los parámetros no implica necesariamente un aumento real del mismo en términos absolutos. Dicho aumento se puede deber a la disminución de cualquiera de los otros dos parámetros (o de ambos). En este trabajo se han analizado también los índices de distintos componentes y los logaritmos de dichos cocientes (Q_{mr}/Q_{mo} , Q_p/Q_m , P/K y M_s/Q_{mr}). Para la representación de los mismos frente a la potencia de cada columna estratigráfica se han utilizado índices similares pero que varían entre 0 y 1 (Q_{mr}/Q_m , Q_p/Q_t , P/F y $M_s/(M_s+Q_{mr})$), para facilitar la comparación de los distintos gráficos, siendo Q_t el sumatorio de todas las tipologías de cuarzo.

Los índices tienen la ventaja de presentar una relación entre sólo dos factores (A/B), mientras que el diagrama triangular es un cociente más complejo ($A/(A+B+C)$). A nivel

práctico, los diagramas binarios permiten la representación de otra variable en el eje de ordenadas (la potencia de la columna, en nuestro caso), facilitando así la observación de la variación del parámetro con la estratigrafía de la columna. Como ya se ha señalado, se han realizado también representaciones de los logaritmos de los distintos índices. El sentido de utilizar el logaritmo de los valores de un índice se basa en las propiedades de los logaritmos, según las cuales $\log(a/b) = -\log(b/a)$. Por lo tanto, en este tipo de diagramas es indiferente qué variable se elige como denominador. Asimismo, se han calculado las rectas de regresión de estos diagramas, para evaluar si la relación entre los parámetros representados es significativa (valor de R^2).

En base a las representaciones gráficas de los logaritmos de los índices y al valor de R^2 podemos establecer si la relación entre dos índices es o no significativa, es decir, si ambos parámetros estarían relacionados, basándonos en $[(N-2)*R^2/(1-R^2)]$, que sigue una distribución F de Fisher con (1, N-2) grados de libertad (Fahrmeir, L. y Hamerle, A., 1984). Por lo tanto, el valor de R^2 mínimo para que la relación entre dos índices sea significativa variará en función del número de muestras.

Otra consideración previa se refiere al uso del diagrama triangular de Dickinson y Suckzek (1979) o diagrama QmFLt. En este trabajo se ha utilizado como un espacio para la representación gráfica de la composición de las areniscas, no como diagrama diagnóstico del ambiente geotectónico. Los comentarios que se realizan en esta tesis respecto al ambiente geotectónico utilizando dicho diagrama se han enmarcado dentro de un modelo de rifting y comparando también con otros trabajos de cuencas de rift modernas (Garzanti *et al.*, 2001, 2003).

6.3.2. RESTAURACIÓN DEL ESQUELETO

Los procesos diagenéticos modifican sustancialmente la composición original del sedimento, por lo que tienen que ser considerados en los estudios de procedencia de areniscas (McBride, 1985). En el caso de las areniscas estudiadas, podemos afirmar que estos procesos diagenéticos han sido especialmente intensos.

Los reemplazamientos han sido cuantificados de forma específica, restituyendo los valores de los componentes del sedimento original. Así, las epimatrices han sido cuantificadas como caolinita y/o illita reemplazando a feldespatos. El mismo procedimiento se ha utilizado con los reemplazamientos carbonáticos, que reemplazan fundamentalmente a granos de feldespatos, epimatrices, cuarzos y cementos sintaxiales de cuarzo. Con respecto los procesos de albitización se han separado los feldespatos potásicos detríticos (albitizados) de las albitas detríticas (ver apartado 6.1.1. y tabla 4.1).

Por último, cabe señalar que la compactación mecánica afecta a los granos dúctiles del esqueleto, como las moscovitas, cantos blandos, fragmentos de roca metamórfica de grano fino, epimatrices y *pore fillings*, normalmente generando pseudomatriz. En ocasiones el reconocimiento de los componentes originales no ha sido posible, por lo que en algunas láminas delgadas han tenido que ser cuantificadas simplemente como pseudomatriz indeterminada.

6.3.3. PETROGRAFÍA Y PROCEDENCIA

6.3.23.1. Tamaño y composición

La dependencia la composición de las areniscas en función de su tamaño de grano ha sido puesta de manifiesto por distintos autores (*i.e.* Füchtbauer, 1967, Blatt *et al.*, 1980, Ingersoll *et al.*, 1984, Zuffa, 1985). Para poder valorar la posible modificación de la señal de la procedencia por la variación del tamaño de grano se ha representado en la figura 6.12 el valor del índice F/Qm frente al tamaño medio de las areniscas. Se ha elegido el índice F/Qm por tratarse de un índice sensible a las variaciones en el tamaño de grano (Zuffa, 1985). En dicha figura se observa una amplia dispersión de valores dentro de cada columna estratigráfica, que indica una escasa relación entre el tamaño de grano y la composición de las areniscas, si bien se aprecia un ligero aumento del índice F/Qm con la disminución del tamaño medio de la arenisca. Este incremento se debe al aumento natural del contenido en F en las fracciones de tamaño de grano finas (p. ej: Blatt *et al.*, 1980). Debido a que la gran mayoría de las muestras analizadas presentan distribuciones de tamaños comprendidas en el intervalo 100-250 μm , puede considerarse que las variaciones en su composición son debidas a causas relacionadas con la procedencia de los materiales arenosos.

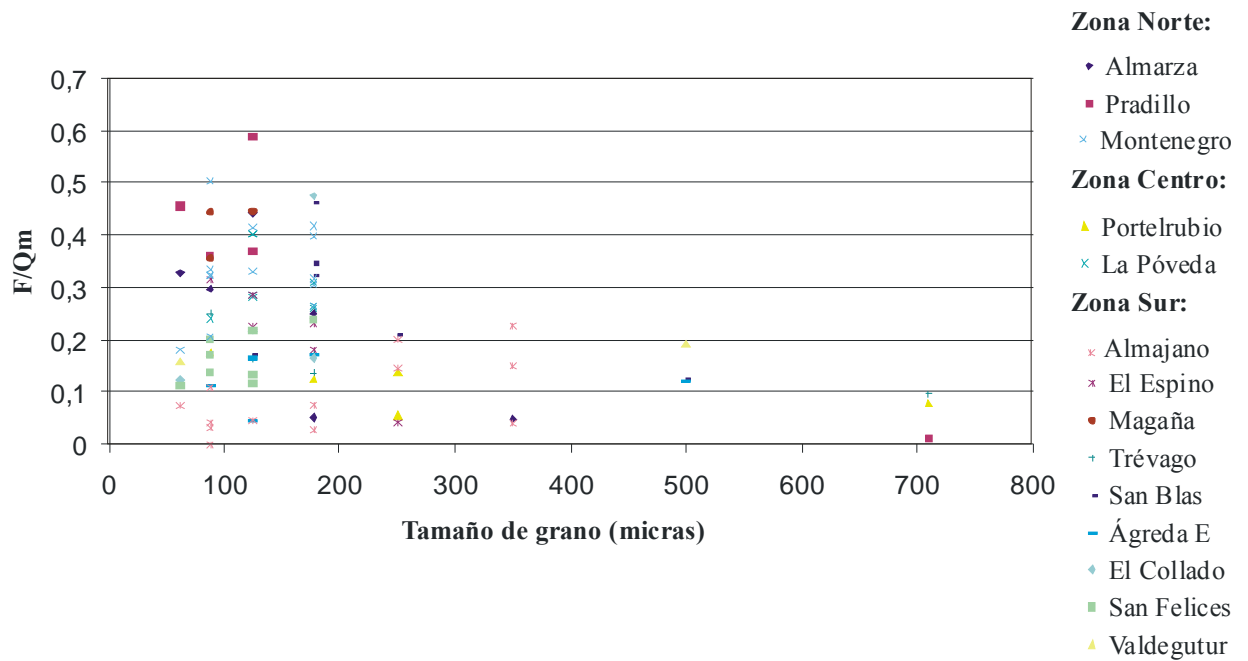


Fig. 6.12: Relación entre el tamaño de grano de las muestras y el índice F/Qm.

6.3.3.2. Modas detríticas y procedencia

Las muestras han sido analizadas representando sus respectivas composiciones modales (anexos 4 a 10) y parámetros recalculados en distintos diagramas binarios y triangulares (figs. 6.2, 6.9, 6.13., 6.14., 6.15., 6.16., 6.17. y 6.18). Para la clasificación de las areniscas teniendo en cuenta todo el conjunto de clastos que configuran el esqueleto se ha utilizado el diagrama de Di Giulio y Valloni (1992) (fig. 6.13). En este diagrama se puede constatar que la mayor parte de las muestras se clasifican como arenitas extraclásticas, de carácter principalmente siliciclástico. En la Fm. Ágreda, en la columna de Almajano, las muestras se clasifican como arenitas extraclásticas, arenitas hídras y arenitas carbonáticas, por el fuerte contenido en fragmentos de roca carbonáticos, en algunas muestras de carácter intraclástico. A continuación se describen las características petrológicas de las tres formaciones que constituyen el Grupo Tera, organizadas en las secuencias deposicionales 1 y 2 de la cuenca, definiendo las petrofacies correspondientes.

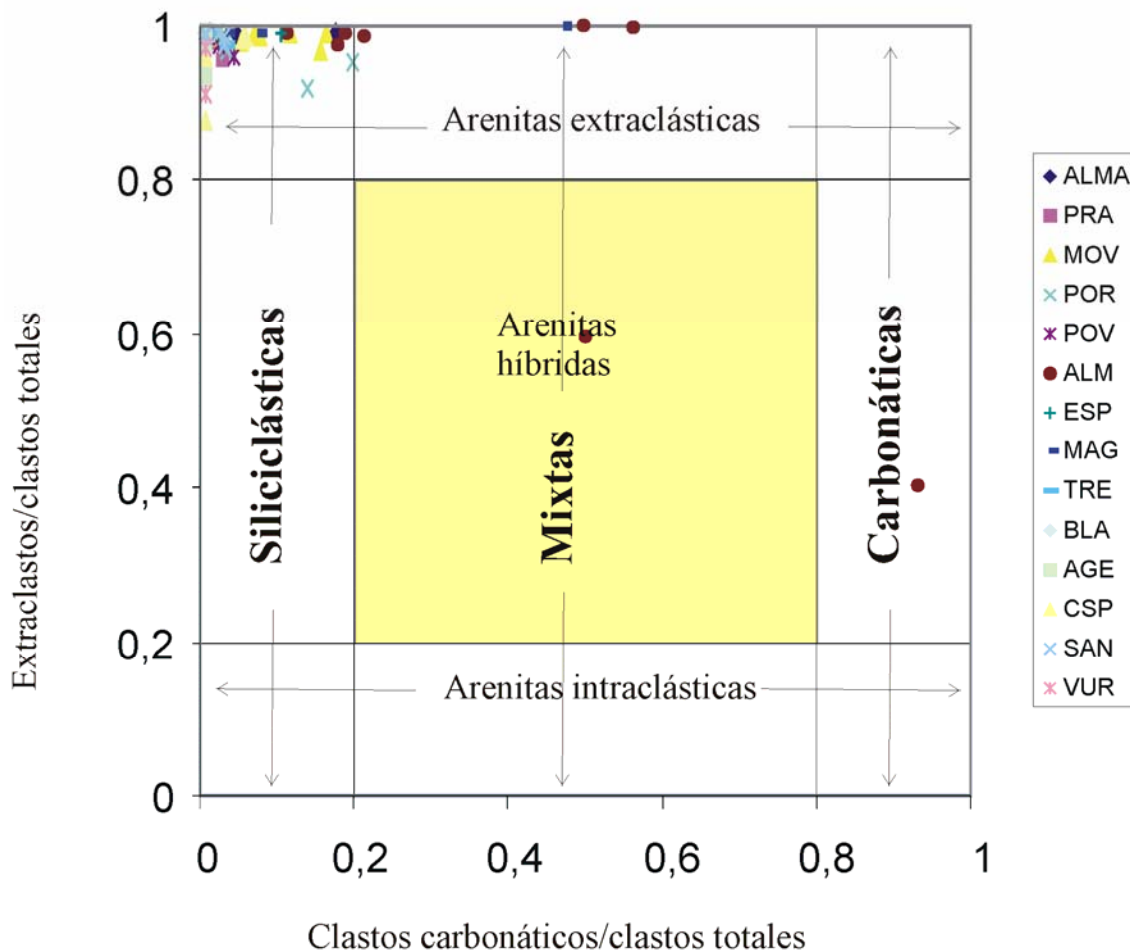


Fig. 6.13: Diagrama de Giulio y Valloni (1992) para las muestras de esta tesis.

1. Secuencia Depositional 1: Fm. Ágreda:

La mayor parte de las areniscas de la Fm. Ágreda son subarcosas. Localmente pueden aparecer algunos términos más cuarzosos, feldespáticos o litoareníticos, especialmente estos últimos en la localidad de Almajano (fig. 6.14.A). El análisis cuantitativo de las muestras se encuentra recogido en los anexos 4 a 10, y resumido en la tabla 4.1.

Zona Norte (anexo 4)

Dada la escasa potencia de esta formación en la Zona Norte, sólo se han analizado desde un punto de vista cuantitativo dos muestras (Almarza y Pradillo). Cabe destacar el elevado contenido en cuarzo monocristalino registrado en Pradillo, constituyendo una petrofacies cuarzolítica ($Qm_{98}F_1Lt_1$), con aportes de roca granuda. Por otra parte, en la zona de Almarza los

aportes de fragmentos de roca carbonatada fueron muy elevados, por lo que en este caso hablamos de una petrofacies cuarzosedimentolítica ($Qm_{77}F_4Lt_{19}$).

Zona Centro (anexo 6)

Presenta una petrofacies cuarzofeldespática, con una composición media de $Qm_{89}F_9Lt_2$ (fig. 6.22.B, zona de Portelrubio). En el diagrama QmKP quedan representadas en el lado QmK puesto que en general no contienen plagioclasas (fig. 6.14.C). La composición media en este sentido es de $Qm_{91}K_9P_0$. La proporción de las distintas tipologías de cuarzo policristalinas es $Qmr_{38}Qmo_{15}Qp_{47}$ (fig. 6.14.D). El índice Qp/Qt disminuye hacia techo, mientras que el índice Qmr/Qm aumenta hacia techo de la formación (fig. 6.2). En cuanto al contenido en fragmentos de roca se observa una composición dominada por los fragmentos de roca granuda ($Rg_{59}Rs_{39}Rm_2$), mostrando una evolución hacia techo desde el polo Rg al polo Rs (fig. 6.14.E), incrementándose el contenido en fragmentos de roca carbonática micrítica (fig. 6.14.F).

Zona Sur (anexos 7 a 10)

Las muestras de la columna de Almajano presentan en la Fm. Ágreda una composición rica en fragmentos de roca y cuarzo ($Qm_{45}F_1Lt_{54}$), tratándose de una petrofacies sedimentolítica. Muestran una tendencia relativa al polo Qm hacia techo de la formación (fig. 6.14.B). El contenido tan elevado de fragmentos líticos se debe a la abundancia de fragmentos de roca sedimentarios carbonáticos (fig. 6.10.B). En este área la proporción de feldespatos es muy baja (fig. 6.14.C), apareciendo también una pequeña cantidad de plagioclasas ($Qm_{96}K_2P_2$). En cuanto a las tipologías de los cuarzos, cabe señalar que predominan significativamente los cuarzos monocrystalinos ($Qmr_{33}Qmo_{60}Qp_7$, fig. 6.14.D), y que la relación Qp/Qm aumenta hacia techo de la Fm. Ágreda (fig. 6.2). En relación a los fragmentos líticos, las muestras quedan proyectadas en el polo Rs. En el diagrama LmLsmLse, las muestras aparecen en el lado Lsm-Lse del mismo, con predominio de los fragmentos de roca carbonáticos micríticos.

El resto de la zona presenta una composición cuarzofeldespática. En la zona de Trévago, Ágreda y San Felices la composición de la petrofacies es muy equivalente (media de $Qm_{87}F_{12}Lt_1$, fig. 6.14.B). El contenido en feldespatos de estas zonas es bastante similar con respecto a la Zona Centro, presentando una media de $Qm_{88}K_{12}P_0$ (columna de Trévago, fig. 6.14.C), con la diferencia de la zona de Ágreda y San Felices, en la que se alcanza una media de 3-5 % en plagioclasas. Tanto en Trévago como en Ágreda el diagrama de los fragmentos de roca muestra una clara influencia de los fragmentos de roca granuda (fig. 6.14.E).

La composición de la petrofacies cuarzofeldespática que caracteriza a la Fm. Ágreda fuera del área de Almajano es más rica en feldespato hacia la zona de San Blas y El Espino

(valores medios de $Qm_{78}F_{21}Lt_1$, fig. 6.14.B). Hacia techo de la Fm. Ágreda (San Blas) se observa una evolución hacia el polo Qm (fig. 6.14.C) dentro del lado Qm-K (contenido medio: $Qm_{79}K_{21}P_0$), apareciendo la plagioclasa sólo en el techo. Respecto a las tipologías de cuarzo, presenta una composición media de $Qmr_{23}Qm_{48}Qp_{34}$. (fig. 6.14.D, San Blas). El índice Qp/Qt disminuye hacia techo de la formación, mientras que el índice Qmr/Qm aumenta (fig. 6.2). En cuanto a la evolución de los fragmentos de roca, se observa una primera etapa representada en el polo Rm que evoluciona posteriormente al polo Rg (San Blas) (fig. 6.14.E).

Como conclusiones generales de la Fm. Ágreda hay que señalar que la columna de Almajano muestra una composición totalmente diferente con respecto al resto de las columnas estudiadas. Consideramos que constituye una petrofacies diferente, como se verá a continuación.

Los diagramas logarítmicos indican que existe una correlación positiva entre Qmr/Qmo y Qp/Qm, así como entre P/K y Ms/Qmr para la Fm. Ágreda (fig. 6.15). En el caso de los cuarzos se puede decir además que la relación entre ambos parámetros es significativa.

Se observa que la proporción de F en el diagrama QmFLt aumenta desde la Zona Norte (1-4 %) hacia la Zona Sur (12-21 %), siendo bastante homogénea en las Zonas Centro y Sur. La Fm. Ágreda queda representada por dos petrofacies principales: 1A y 1B.

- Petrofacies 1A: Se trata de una petrofacies cuarzofeldespática, constituida fundamentalmente por subarcosas, que en líneas generales queda representada dentro del campo del “cratones interiores” y “transicional continental” (este último por algunas muestras de la Zona Sur). (fig. 6.14.B). Esta petrofacies presenta composiciones medias de $Qm_{80-90}F_{15}Lt_{1-2}$. Su principal característica es que queda representada en la línea Qm-K, debido a la ausencia de plagioclasas (fig. 6.22.C). Presenta feldespatos de tipo 1 con composición potásica. En algunos casos aparecen cantidades menores de plagioclase (tipos 2 y 3). En general predomina el cuarzo monocrystalino sobre el policristalino (fig. 6.14.D). El índice Qmr/Qm tiende a aumentar mientras que el Qp/Qt tiende a disminuir. Esta petrofacies presenta valores muy bajos del índice Ms/Ms+Qmr. Se reconoce en todas las columnas de la Fm. Ágreda excepto en Almajano.
- Petrofacies 1B: Se trata de una petrofacies sedimentolítica ($Qm_{45}F_1Lt_{54}$), constituida mayoritariamente por litoarenitas, rica en fragmentos de roca carbonática (sedarenitas), que se interpreta como generada por el reciclado de la cobertera sedimentaria previa (campo del “reciclado orogénico”, fig. 6.14.B). Presenta un contenido mínimo de plagioclase y de feldespato potásico (fig. 6.14.C). El índice Qp/Qm aumenta hacia el techo de la formación. Dentro de los fragmentos de roca, se observan exclusivamente fragmentos de roca sedimentaria carbonática

(incluyendo placas de equinodermo) y presenta una relación $Ms/Ms+Qmr$ muy baja. Esta petrofacies aparece exclusivamente en la zona de Almajano.

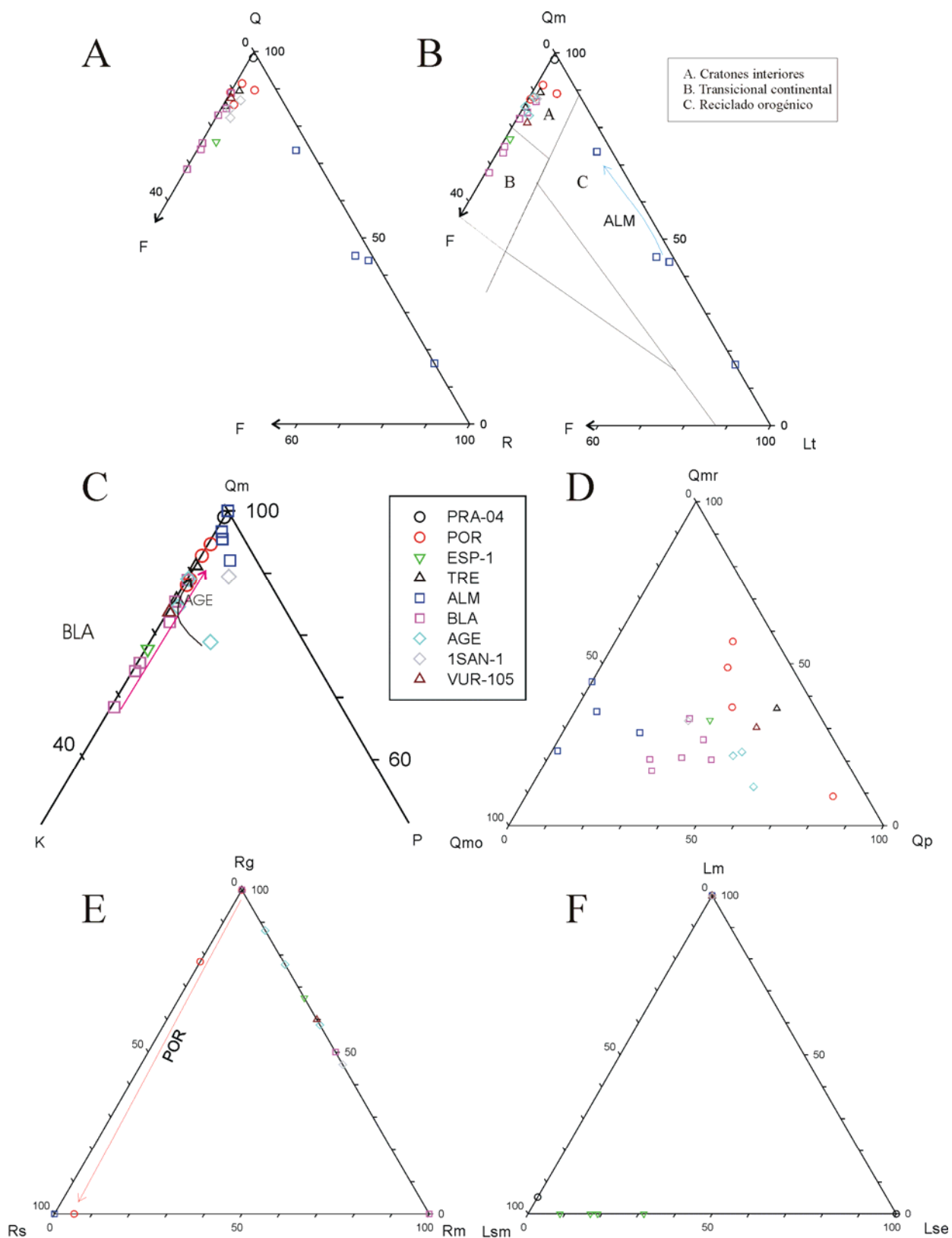


Fig. 6.14. Diagramas triangulares para la Fm. Ágreda. Las siglas indican los nombres de las columnas (ver fig. 1.3). En los casos en los que sólo hay una muestra de la formación se indica el número de muestra.

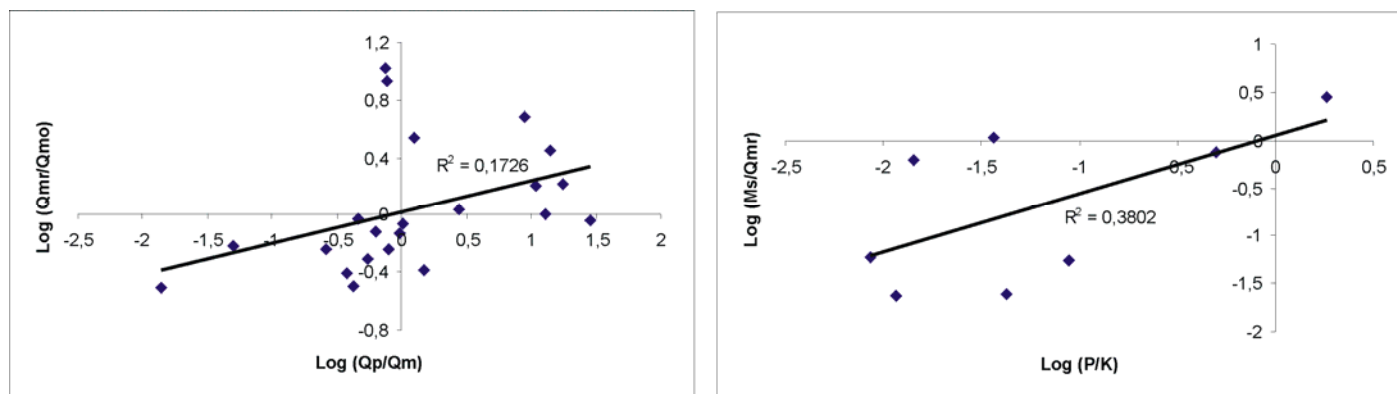


Fig. 6.15. Diagramas de los logaritmos de los cocientes Qmr/Qmo frente a Qp/Qm y Ms/Qmr frente a P/K para la Fm. Ágreda. En ambos diagramas se observa una correlación positiva entre cada pareja de parámetros. Se ha dibujado la recta de regresión y se ha añadido el valor de R^2 , que en el caso del diagrama Log (Qmr/Qmo) frente Log (Qp/Qm) presenta un valor que indica que la relación entre ambos índices es significativa (para el número de muestras).

Muestras	QFR	QmFLt	QmKP	QmrQm o Qp	RgRs Rm*	LmLsm Lse*	Qp/Qm	Qmr/Qmo	P/K	Ms/Qmr
ALM n=4	Q _{45±24} F _{2±2} R _{54±25}	Qm _{45±24} F _{1±1} Lt _{54±25}	Qm _{96±3} K _{2±2} P _{2±2}	Qmr _{33±9} Qmo _{60±11} Qp _{7±9}	Rg ₀ Rs ₁₀₀ Rm ₀	Lm ₀ Lsm ₈₁ Lse ₁₉	0,08±0,12	0,57±0,20	0,85±0,78	0±0
POR n=4	Q _{89±2} F _{9±2} R _{2±2}	Qm _{89±2} F _{9±2} Lt _{2±2}	Qm _{91±3} K _{9±3} P _{0±0}	Qmr _{38±21} Qmo _{15±6} Qp _{47±24}	Rg ₅₉ Rs ₃₉ Rm ₂	Lm ₃ Lsm ₄₇ Lse ₅₀	10,50±4,18	3,50±1,32	0,03±0,02	0,25±0,35
TRE n=2	Q _{83±1} F _{11±4} R _{5±3}	Qm _{87±3} F _{11±4} Lt _{1±1}	Qm _{88±4} K _{12±4} P _{0±0}	Qmr _{46±14} Qmo _{8±4} Qp _{46±10}	Rg ₁₀₀ Rs ₀ Rm ₀	Lm ₁₀₀ Lsm ₀ Lse ₀	6,19±1,75	6,95±4,88	0,99±0,34	0,25±0,35
BLA n=6	Q _{79±7} F _{20±8} R _{0±0}	Qm _{78±7} F _{21±8} Lt _{1±1}	Qm _{79±8} K _{21±8} P _{0±0}	Qmr _{23±6} Qmo _{42±9} Qp _{34±6}	Rg ₂₅ Rs ₀ Rm ₇₅	Lm ₁₀₀ Lsm ₀ Lse ₀	0,54±0,15	0,58±0,23	0,01±0,02	0,11±0,15
AGE N=3	Q _{82±5} F _{15±5} R _{3±1}	Qm _{86±2} F _{13±2} Lt _{1±1}	Qm _{84±5} K _{13±2} P _{3±4}	Qmr _{19±6} Qmo _{28±1} Qp _{53±5}	Rg ₇₄ Rs ₀ Rm ₂₆	Lm ₁₀₀ Lsm ₀ Lse ₀	1,15±0,27	0,67±0,23	0,23±0,35	0,06±0,04

Tabla 4. 1: Medias y desviaciones estándar de las Petrofacies 1A y 1B (Fm. Ágreda). La petrofacies 1A está representada por la columna de Almajano (ALM). En los diagramas RgRsRm y LmLsmLse el asterisco indica que no se han expresado las desviaciones estándar por tratarse de diagramas en los que suele existir una gran variación.

2. Secuencia Depositional 2:

2.2. Fm. Magaña

Las composiciones modales de las areniscas de la Fm. Magaña se encuentran recogidas en los anexos 4 a 10, y resumidas en la tabla 4.2.

Zona Norte (anexos 4 y 5)

Las muestras de la Fm. Magaña son subarcosas y arcosas (fig. 6.16.B), que constituyen una petrofacies cuarzofeldespática.

La zona de Almarza presenta una composición media de $Qm_{86}F_{13}Lt_1$, observándose un aumento en el contenido en cuarzo y un descenso en el porcentaje de fragmentos líticos hacia techo de la formación (fig. 6.16.B). En cuanto a la proporción de feldespatos, se registra una composición media de $Qm_{75}K_{21}P_4$, aumentando ligeramente la proporción de plagioclasas hacia techo de la formación (fig. 6.16.C). Se registra un aumento en el índice P/F (fig. 6.9.A). Dentro de las tipologías de cuarzo predomina en general el cuarzo monocristalino con extinción recta ($Qmr_{59}Qmo_{11}Qp_{30}$, fig. 6.16.D). Aparecen cuarzos monocristalinos con cementos sintaxiales heredados. En cuanto a la evolución de los fragmentos de roca, hay que señalar que la base y el techo de la formación se representan próximas al polo Rs, mientras que las muestras intermedias presentan aportes plutónicos y metamórficos (fig. 6.16.E). En el diagrama LmLsmLse (fig. 6.16.F) se observa una evolución del lado Lse-Lsm al lado Lm-Lse cuando comienzan los aportes metamórficos.

La zona de Pradillo y Montenegro ($Qm_{67-70}F_{30-23}Lt_{3-7}$) presenta un aumento en la cantidad de feldespatos con respecto a Almarza. Dicho aumento es más significativo hacia techo de la Fm. Magaña (fig. 6.16.B). Las plagioclasas son muy poco abundantes ($Qm_{94}K_5P_1$). Como se puede observar en el diagrama QmKP, el contenido en feldespato potásico aumenta hacia techo de la formación (fig. 6.16.C). En la transición de la Fm. Ágreda a la Fm. Magaña se registra un aumento en el porcentaje de cuarzos monocristalinos ($Qmr_{57}Qmo_{14}Qp_{29}$ en Pradillo), siendo las proporciones de las tipologías de cuarzo en Pradillo muy similares a las de la columna de Almarza. En la columna de Montenegro los cuarzos monocristalinos con extinción ondulante son la tipología más abundante. En relación con los fragmentos de roca, se observa una evolución desde un predominio de fragmentos de roca plutónica hacia un predominio de los fragmentos de roca metamórfica, con una ligera influencia de fragmentos de origen sedimentario, en el caso de la columna de Montenegro hacia la base de la formación (fig. 6.16.E).

Zona Centro (anexo 6)

Las muestras de la Fm. Magaña en la Zona Centro son subarcosas y arcosas (fig. 6.16.B), que constituyen una petrofacies cuarzofeldespática.

En la Zona Centro los contenidos medios de la petrofacies son $Qm_{76}F_{23}Lt_1$ (columna de la Póveda). Se observa un aumento relativo de la cantidad de feldespatos hacia techo de la formación (fig. 6.16.B). En Portelrubio, la muestra analizada en la base de la Fm. Magaña presenta un importante contenido en fragmentos de roca carbonática ($Qm_{69}F_{12}Lt_9$). En el

diagrama QmKP (fig. 6.16.C) las muestras quedan proyectadas muy próximas al lado Qm-K del diagrama, puesto que su contenido en fragmentos líticos es muy escaso. Tanto las medias como la evolución de los porcentajes de cuarzo y feldespato son muy similares a las de las areniscas de la columna de Montenegro. Los valores medios en la Póveda son $Qm_{77}K_{13}P_{10}$. En general, el índice P/F tiende a aumentar hacia techo (fig. 6.9). El diagrama de las tipologías de cuarzo muestra un descenso en el contenido en cuarzos con extinción ondulante y un aumento de los cuarzos con extinción recta hacia techo de la formación (flecha fig. 6.16.D, valores medios: $Qmr_{44}Qmo_{15}Qp_{41}$). La relación Qp/Qt tiende a disminuir hacia techo de la formación, mientras que la relación Qmr/Qm tiende a aumentar (fig. 6.2). En cuanto a la naturaleza de los fragmentos de roca, las muestras quedan representadas en el lado Rg-Rm del diagrama (fig. 6.16.E).

Zona Sur (anexos 7 a 10)

Las muestras de la Fm. Magaña en la Zona Sur son mayoritariamente subarcosas, excepto en la columna de Magaña constituida por arcosas (fig. 6.16.B). En todos los casos se trata de una petrofacies cuarzofeldespática.

En la mayor parte de esta zona dicha petrofacies presenta una composición variable de $Qm_{80-86}F_{12-16}Lt_{1-5}$, con las excepciones de Magaña y Trévago (fig. 6.16.B). La cantidad de feldespato potásico aumenta hacia el Este, desde la zona de Almajano ($Qm_{84}F_{12}Lt_4$) hasta Magaña ($Qm_{65}F_{32}Lt_3$), volviendo a disminuir desde la localidad de Magaña hacia la zona más oriental de San Felices ($Qm_{83}F_{15}Lt_2$). La columna de Trévago presenta una composición diferente en cuanto al contenido en fragmentos líticos ($Qm_{82}F_{15}Lt_{13}$), debido a la fuerte influencia de los fragmentos de roca carbonáticos. Se trata de un factor de carácter local.

El contenido en plagioclasa es muy variable (fig. 6.16.C), siendo los valores habituales entre 5-11 %. Hay que señalar que esta proporción es mucho menor hacia la zona de Almajano ($Qm_{86}K_{12}P_2$). Los porcentajes más elevados se alcanzan en Ágreda ($Qm_{82}K_6P_{11}$). El índice P/K muestra en general una tendencia al aumento hacia techo de la formación (El Espino, Ágreda), aunque en algunas zonas disminuye (Almajano, San Felices) (fig. 6.9).

El cuarzo policristalino suele ser la tipología más abundante, salvo en Almajano y Trévago, que presentan fuerte influencia de cuarzo monocristalino, por la mayor influencia de áreas fuente sedimentarias. En general se observa como la relación Qp/Qt tiende a aumentar hacia techo de la formación, mientras que la relación Qmr/Qm tiende a disminuir (fig. 6.2).

Respecto a los fragmentos de roca se observa una clara influencia de fragmentos de roca metamórfica y de roca granuda. Ambos tienden a aumentar su proporción hacia techo. Esta tendencia es clara en Almajano y San Felices para los fragmentos de roca granuda, y en El Espino y Ágreda para los metamórficos. Los fragmentos de roca carbonática aparecen en toda la

zona en algunos tramos de la formación, siendo cuantitativamente muy importantes en El Espino, Magaña y la base de la formación en San Felices.

El índice $Ms / (Ms + Q_{mr})$ tiende a aumentar hacia techo de la formación (fig. 6.9).

En general, el contenido en plagioclasa y el índice P/F aumentan de Norte a Sur en el sector oriental de la Cuenca de Cameros. Los diagramas logarítmicos indican que existe una correlación positiva entre Q_{mr}/Q_{mo} y Q_p/Q_m , así como entre P/K y Ms/Q_{mr} para la Fm. Sierra de Matute. Ambos diagramas muestran que la relación entre cada pareja de parámetros es significativa (fig. 6.17).

Se puede decir que la Fm. Magaña queda representada por las Petrofacies 2, que se describe a continuación:

- Petrofacies 2: Se trata de una petrofacies cuarzofeldespática, que presenta un contenido en cuarzo variable, entre 65-91%. Queda representada fundamentalmente en los campos del “cratón interior” y “transicional continental” (fig. 6.16.B) de Dickinson (1985). Los contenidos menores en cuarzo se registran en las columnas de la Zona Centro (La Póveda, Portelrubio) y localmente hacia el Norte (Montenegro) y el Sur (Magaña). La composición media en cuanto a los feldespatos oscila entre 6-32%, presentando los valores más elevados en las columnas de la Zona Norte, Centro y localmente en la zona Sur (Pradillo, techo de Montenegro, La Póveda y Magaña). El contenido medio en fragmentos líticos oscila entre 1-19%, presentando los valores más altos en las zonas Norte y Centro. El valor máximo de 19% se alcanza en la zona centro (columna de Portelrubio). En general, predominan los feldespatos potásicos sobre las plagioclasas (fig. 6.16.C). Los contenidos medios de K oscilan entre 5-26%, mientras que P oscila entre 1-11%. Es importante señalar que K en esta petrofacies representa feldespatos de tipo 1 con composición albitica, es decir, feldespatos originalmente potásicos. El parámetro P se corresponde con los feldespatos de tipo 2 y 3 (albitas detríticas y plagioclasas polisintéticas). Las proporciones más elevadas de feldespatos originalmente potásicos se alcanzan en la Zona Norte (Pradillo, techo de la formación en Montenegro) y localmente hacia el Sur (Magaña). La tipología de los fragmentos de roca varía mucho en función de la zona (fig. 6.16.D), aunque suele predominar el cuarzo policristalino. Los valores medios del índice $Ms/(Ms + Q_{mr})$ son muy variables, presentando en general una tendencia al aumento hacia techo de la formación. El índice P/F aumenta hacia techo de la Fm. Magaña, excepto en las columnas de Almajano y San Felices (fig. 6.9).

Las diferencias principales entre la Petrofacies 2 y la Petrofacies 1 se pueden resumir como sigue:

- Aumento de la cantidad de feldespatos (F) desde la Petrofacies 1 a la Petrofacies 2.

- La presencia de plagioclasas (P) en la Petrofacies 2 (en la Petrofacies 1 o bien no se observaban o bien resultaban muy escasas, comparar figs. 6.14.C y 6.16.C), con el consiguiente aumento del índice P/F.
- Los feldespatos de tipo 1 en la Petrofacies 1 presentan una composición potásica, mientras que en la Petrofacies 2 este tipo de feldespato originalmente potásico muestra una composición muy rica en albita. Asimismo, este tipo de feldespatos presenta en líneas generales un tamaño menor en la Petrofacies 2.
- Aumento de la influencia de cuarzo policristalino y del índice Qp/Qt desde la Petrofacies 1 a la Petrofacies 2 (fig. 6.2). Localmente aumenta el contenido en cuarzos monocristalinos con extinción recta (Almajano, Ágreda, San Felices, Valdegutur).
- Aumento de la proporción de fragmentos de roca metamórfica desde la Petrofacies 1 a la Petrofacies 2 (comparar figs. 6.14.E y 6.16.E)
- Se constata un claro aumento del índice $Ms/Ms+Qmr$ entre las Petrofacies 1 y 2 y hacia techo de la Petrofacies 2 (fig. 6.9).

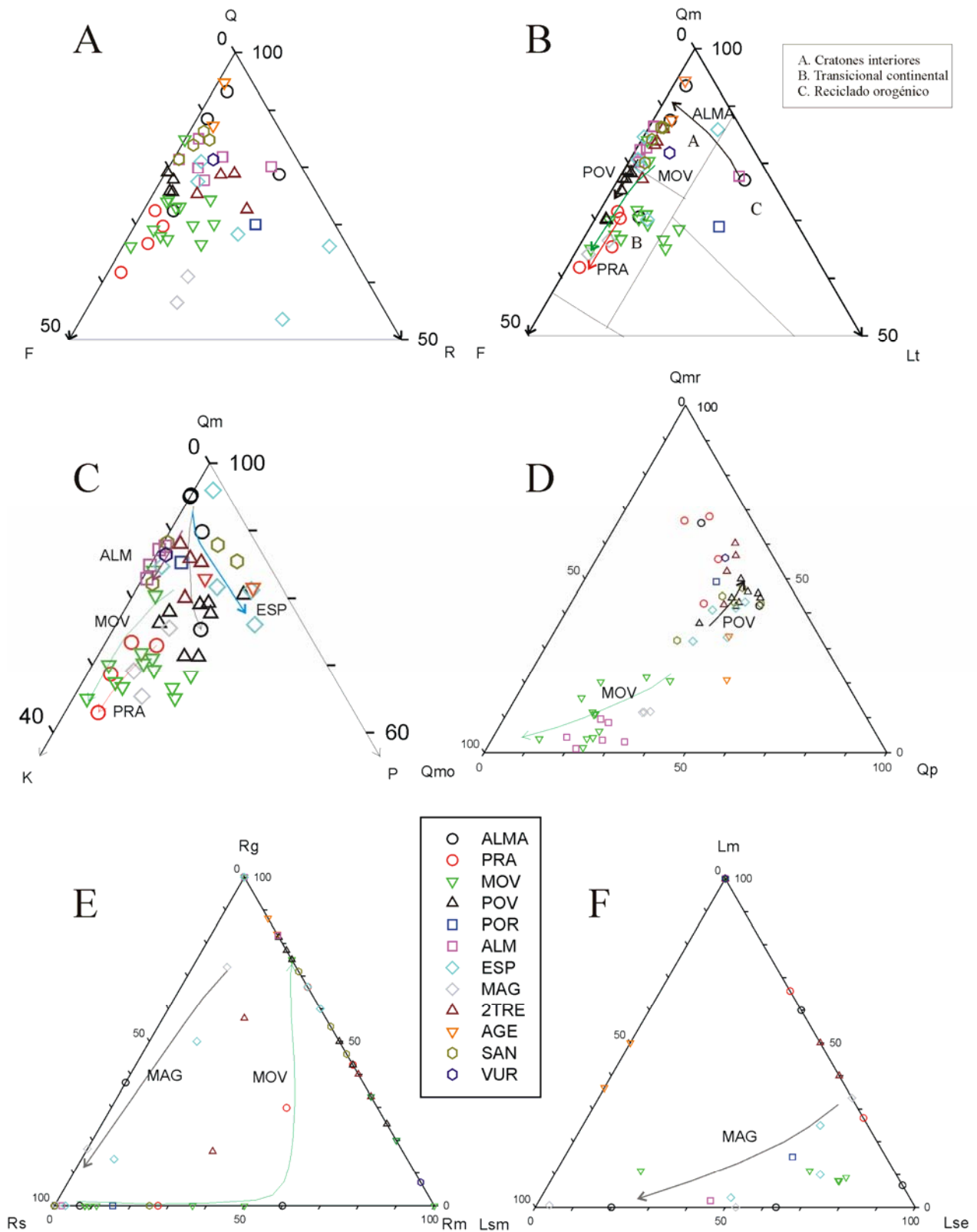


Fig. 6.16. Diagramas triangulares para la Fm. Magaña. Las siglas indican los nombres de las columnas (ver fig. 1.3). En los casos en los que sólo hay una muestra de la formación se indica el número de muestra.

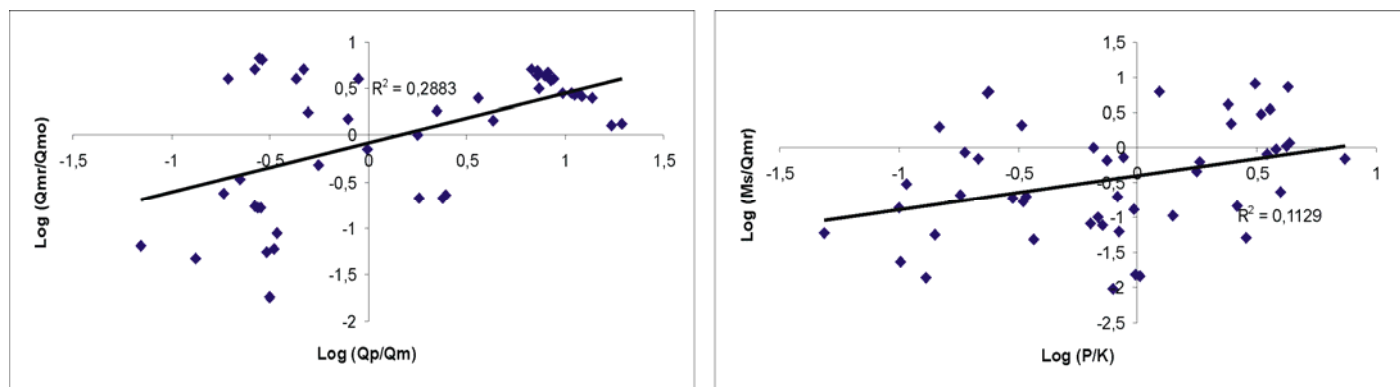


Fig. 6.17. Diagramas de los logaritmos de los cocientes Qmr/Qmo frente a Qp/Qm y Ms/Qmr frente P/K para la Fm. Magaña. En ambos diagramas se observa una correlación positiva entre los parámetros. Se ha dibujado la recta de regresión y se ha añadido el valor de R^2 , que en ambos diagramas presenta un valor que indica que la relación entre ambos índices es significativa para el número de muestras.

	QFR QmFLt		QmKP	QmrQmo Qp	RgRs Rm*	LmLsm Lse*	Qp/Qm	Qmr/Qmo	P/K	Ms/Qmr
ALM	Q _{86±8}	Qm _{74±14}	Qm _{75±14}	Qmr _{59±14}	Rg ₁₃	Lm ₂₆	0,48±0,36	5,18±1,17	0,23±0,40	0,08±0,05
A-2-4-7	F _{6±3}	F _{24±13}	K _{21±12}	Qmo _{11±1}	Rs ₆₁	Lsm ₃₉				
	R _{8±10}	Lt _{3±2}	P _{4±2}	Qp _{30±15}	Rm ₂₆	Lse ₃₅				
PRA	Q _{86±7}	Qm _{67±5}	Qm _{94±3}	Qmr _{57±11}	Rg ₄₆	Lm ₅₉	0,43±0,22	5,02±2,67	0,14±0,12	0,11±0,12
n=5	F _{6±3}	F _{30±5}	K _{5±1}	Qmo _{14±7}	Rs ₁₉	Lsm ₀				
	R _{8±9}	Lt _{3±1}	P _{1±2}	Qp _{29±10}	Rm ₃₅	Lse ₂₁				
MOV	Q _{70±6}	Qm _{69±7}	Qm _{75±6}	Qmr _{10±7}	Rg ₂₆	Lm ₆₀	0,29±0,12	0,18±0,15	0,99±1,33	2,06±2,39
n=13	F _{23±5}	F _{22±5}	K _{16±8}	Qmo _{68±12}	Rs ₄₆	Lsm ₁₄				
	R _{7±6}	Lt _{8±7}	P _{9±6}	Qp _{22±4}	Rm ₁₈	Lse ₂₆				
POV	Q _{75±4}	Qm _{76±4}	Qm _{77±4}	Qmr _{44±4}	Rg ₅₇	Lm ₁₀₀	10,50±4,1	3,50±1,32	0,94±0,72	0,09±0,08
n=8	F _{23±3}	F _{23±3}	K _{13±4}	Qmo _{15±6}	Rs ₀	Lsm ₀	8			
	R _{2±1}	Lt _{1±0}	P _{10±3}	Qp _{41±4}	Rm ₄₃	Lse ₀				
ALM-5-6-7-8-9-10	Q _{81±3}	Qm _{84±5}	Qm _{86±5}	Qmr _{5±3}	Rg ₈₁	Lm ₁₀₀	0,35±0,09	0,07±0,05	0,18±0,30	0,51±0,30
	F _{13±5}	F _{12±5}	K _{12±5}	Qmo _{70±6}	Rs ₁₆	Lsm ₀				
	R _{6±6}	Lt _{4±8}	P _{2±3}	Qp _{25±5}	Rm ₃	Lse ₀				
ESP-2-3-4-5-7	Q _{77±13}	Qm _{80±6}	Qm _{84±7}	Qmr _{38±5}	Rg ₄₅	Lm ₈₈	15,77±5,3	2,00±0,88	3,86±2,21	1,15±1,35
	F _{14±6}	F _{16±7}	K _{7±5}	Qmo _{22±7}	Rs ₄₂	Lsm ₁₆	4			
	R _{9±12}	Lt _{4±5}	P _{9±7}	Qp _{40±4}	Rm ₁₃	Lse ₃₇				
MAG-3-5	Q _{59±5}	Qm _{65±2}	Qm _{67±3}	Qmr _{12±0}	Rg ₄₅	Lm ₁₇	29,06±2,5	0,22±0,01	2,44±0,06	3,18±1,44
	F _{28±4}	F _{32±3}	K _{26±1}	Qmo _{53±1}	Rs ₅₀	Lsm ₂₃	2			
	R _{13±1}	Lt _{3±1}	P _{7±2}	Qp _{35±1}	Rm ₅	Lse ₆₀				
2TRE	Q _{76±3}	Qm _{82±3}	Qm _{85±3}	Qmr _{53±8}	Rg ₃₂	Lm ₇₅	8,33±3,31	5,08±2,57	3,61±0,52	4,83±3,44
n=4	F _{13±3}	F _{15±3}	K _{10±2}	Qmo _{12±5}	Rs ₁₆	Lsm ₀				
	R _{10±4}	Lt _{3±1}	P _{5±2}	Qp _{35±3}	Rm ₅₂	Lse ₂₅				
AGE-108-110	Q _{91±5}	Qm _{91±5}	Qm _{82±1}	Qmr _{27±9}	Rg ₂₇	Lm ₁₀₀	0,15±0,30	0,56±0,34	2,21±0,21	0,34±0,11
	F _{7±4}	F _{7±4}	K _{6±4}	Qmo _{26±5}	Rs ₀	Lsm ₀				
	R _{2±2}	Lt _{2±1}	P _{11±5}	Qp _{47±4}	Rm ₇₃	Lse ₀				
2SAN-9-16;	Q _{83±3}	Qm _{83±3}	Qm _{85±3}	Qmr _{42±5}	Rg ₃₇	Lm ₁₀₀	11,61±4,0	2,94±1,23	1,03±1,16	0,06±0,03
3SAN-4-7-9	F _{15±3}	F _{15±3}	K _{9±5}	Qmo _{17±6}	Rs ₃₅	Lsm ₀	5			
	R _{2±1}	Lt _{2±0}	P _{6±4}	Qp _{41±4}	Rm ₂₈	Lse ₀				

Tabla 4.2: Medias y desviaciones estándar de la Petrofacies 2 (Fm. Magaña). En los diagramas RgRsRm y LmLsmLse el asterisco indica que no se han expresado las desviaciones estándar por tratarse de diagramas en los que suele existir una gran variación.

2.2. Fm. Sierra de Matute:

Las composiciones modales se han recogido en los anexos 4 a 10, y se encuentran resumidas en la tabla 4.3.

Zona Norte (anexo 4)

Los niveles arenosos de la columna de Almarza son subarcosas (fig. 6.18.B), presentando una petrofacies cuarzofeldespática con una composición media de $Qm_{77}F_{20}Lt_3$. Se observa una evolución hacia techo marcada por un aumento en los feldespatos (fig. 6.9). En el diagrama QmKP las muestras presentan una composición media de $Qm_{80}K_{14}P_6$ (fig. 6.18.C). El contenido medio de las distintas tipologías de cuarzo es el siguiente: $Qmr_{72}Qmo_{10}Qp_{18}$ (6.18.D). En cuanto a los fragmentos de roca, se observa una tendencia de aumento relativo del contenido de los fragmentos de roca metamórficos (6.18.E). El índice $Ms/Ms+Qmr$ aumenta en líneas generales hacia techo de la formación (fig. 6.9).

Zona Sur (anexos 7, 8, 9 y 10)

La columna de Almajano presenta una petrofacies cuarzosedimentolítica ($Qm_{76}F_5Lt_{19}$), constituida por sublitoarenitas (fig. 6.18.B). En el diagrama QmKP es destacable la cantidad relativamente elevada de plagioclasas ($Qm_{81}K_5P_{14}$ y 6.18.C). Las tipologías de cuarzo presentan una composición media de $Qmr_9Qmo_{61}Qp_{30}$ (fig. 6.18.D). En cuanto al contenido en fragmentos de roca, la Fm. Sierra de Matute queda representada próxima al polo Rs del diagrama, debido al predominio de los fragmentos de roca carbonáticos, mayoritariamente esparíticos (fig. 6.18.E). Se observa un aumento del índice $Ms/Ms+Qmr$ hacia techo de la formación (fig. 6.9).

En el resto de la zona Sur aparece una petrofacies cuarzofeldespática constituida por arcosas y subarcosas, con valores medios de $Qm_{72-84}F_{14-27}Lt_{1-4}$ (fig. 6.18.B), presentando las composiciones más cuarzosas hacia el Este (San Felices).

La representación en el diagrama QmKP indica un predominio del feldespato potásico, observándose una composición muy similar en Magaña y El Collado: $Qm_{73-74}K_{17-19}P_{8-9}$ (fig. 6.18.C). Se observa un aumento de la cantidad de plagioclasa hacia techo de la formación. San Felices presenta una composición más cuarzosa y una relación P/K mayor ($Qm_{85}K_9P_6$, fig. 6.18.C).

Asimismo, la zona de Magaña y el Collado presenta un predominio de cuarzo monocristalino con extinción ondulante ($Q_{mr5-12}Q_{mo65-67}Q_{p23-28}$), seguido del cuarzo policristalino, que es cuantitativamente más abundante hacia el Este (San Felices) (fig. 6.18.D). Se observa una disminución del índice Q_{mr}/Q_{mo} hacia techo de la formación (El Collado) (fig. 6.18.E).

En cuanto a los fragmentos de roca, en El Collado y San Felices se observan fragmentos de roca plutónicos, metamórficos y sedimentarios (fig. 6.18.E). En el Collado aparecen fragmentos carbonáticos y esparíticos en proporciones muy similares entre sí (fig. 6.18.F), mientras que en San Felices predominan claramente los fragmentos carbonáticos micríticos. Hacia el Oeste (Magaña) se registra un predominio claro de fragmentos de roca plutónica. El índice $Ms/(Ms+Q_{mr})$ tiende a aumentar hacia techo de la formación (fig. 6.9).

Los diagramas logarítmicos indican que existe una correlación positiva entre Q_{mr}/Q_{mo} y Q_p/Q_m . En el diagrama $\log(P/K)$ frente a $\log(Ms/Q_{mr})$ la pendiente de la recta es muy baja, por lo que la relación entre ambos parámetros en la Fm. Sierra de Matute es muy baja. La relación entre estos parámetros no es significativa, probablemente debido al escaso número de muestras en esta formación (fig. 6.19).

A la vista de los datos anteriores, se puede decir que la Fm. Sierra de Matute queda representada por las Petrofacies 3A y 3B, que se describen a continuación:

-Petrofacies 3A: Se trata de una petrofacies cuarzofeldespática (fig. 6.18.B) formada principalmente por arcosas ($Q_{m72-78}F_{14-27}Lt_{1-4}$), representada en los campos de los “cratones interiores” y “transicional continental” (fig. 6.18.B). Presenta proporciones de cuarzo relativamente bajas alcanzando su valor medio más alto en la Zona Sur (San Felices, 84%). Con respecto a los feldespatos, predomina el feldespato potásico, con proporciones de 9-19%, mientras que las plagioclasas alcanzan valores medios de 6-9% (fig. 6.18.C). Al igual que en la Petrofacies 2, se trata de feldespatos de tipo 1 (originalmente potásicos) con composición albitica. En referencia a las tipologías de cuarzo, cabe señalar que el cuarzo monocristalino aparece como mayoritario (valores medios de Q_p entre 18-44%, fig. 6.18.D). En cuanto a los fragmentos de roca, cabe destacar un predominio claro de los fragmentos de origen plutónico y metamórfico (fig. 6.18.E), apareciendo ocasionalmente fragmentos de roca sedimentaria carbonática hacia la zona Sur (columna de El Collado). El índice $Ms/(Ms+Q_{mr})$ tiende a aumentar hacia techo de la formación (fig. 6.9). La Petrofacies 3A aparece en todas las columnas estratigráficas en las que está presente la Fm. Sierra de Matute salvo en Almajano.

-Petrofacies 3B: Se trata de una petrofacies cuarzosedimentolítica constituida principalmente por litoarenitas (sedarenitas), con composición media de $Q_{m76}F_5Lt_{19}$. Queda representada en el campo del “reciclado orogénico” (fig. 6.18.B). En este caso, cabe resaltar el porcentaje medio comparativamente bajo de feldespatos respecto a la Petrofacies 3A ($F=5\%$ en 3B y entre 14-27% en 3A). Además, la proporción de plagioclasas es muy superior a las

calculadas para la Petrofacies 3A ($P=14\%$ en 3B y entre 6-9% en 3A, fig. 6.18.C). El porcentaje de K sobre el 100% de QmKP representa los feldespatos originalmente potásicos, que en este caso también presentan composición albitica (tipo 1). En cuanto a las tipologías de cuarzo predomina claramente el cuarzo monocristalino con extinción ondulante (fig. 6.18.D). Los fragmentos líticos son muy abundantes ($Lt=19\%$), con un claro predominio de los fragmentos de roca carbonáticos esparíticos. También aparecen fragmentos de roca metamórfica ($Lm_1Lsm_{45}Lse_{54}$, fig. 6.18.E). La Petrofacies 3B aparece exclusivamente en la zona Sur, en el área de Almajano.

A la luz de los datos anteriormente expuestos de ambas petrofacies, hay que señalar que la cantidad de plagioclasa aumenta de Norte a Sur en la Fm. Sierra de Matute.

La comparación entre las petrofacies 2 y 3A pone de manifiesto el aumento en la proporción de cuarzo (mayor en 3A), el descenso en F (menor en 3A), relacionado con el descenso en K (comparar figs. 6.16.B y 6.18.B). Se puede señalar también un aumento del índice Qp/Qt y una disminución de Qmr/Qm (fig. 6.2) entre ambas petrofacies (de 2 a 3A).

Hay que señalar que la columna de San Felices presenta una composición muy similar a la petrofacies anterior (Petrofacies 2: $Qm_{83}F_{15}Lt_2$, Petrofacies 3A: $Qm_{84}F_{14}Lt_2$, figs. 6.23.B y 6.24.B). Asimismo, la Petrofacies 3A queda representada en la misma zona del diagrama QmKP con respecto a la Petrofacies 2 (la composición media en ambas formaciones es: $Qm_{85}K_9P_6$, comparar figs. 6.16.C y 6.18.C), aunque se invierte la tendencia del índice P/K , que tiende a aumentar hacia techo de la Fm. Sierra de Matute (fig. 6.21.H). La proporción de las tipologías de cuarzo es también relativamente estable respecto a la Petrofacies 2 ($Qmr_{38}Qmo_{18}Qp_{44}$ en la Fm. Sierra de Matute frente a $Qmr_{42}Qmo_{17}Qp_{41}$ en la Fm. Magaña, comparar figs. 6.23.D y 6.24.D). En cuanto a los fragmentos de roca, esta petrofacies queda representada en el lado Rg-Rm del diagrama triangular (fig. 6.18.E), al igual que la Petrofacies 2 para esta zona.

En cuanto a la comparación entre las petrofacies 2 y 3B hay que destacar el elevado contenido en plagioclasa de la Petrofacies 3B ($Qm_{81}K_5P_{14}$).

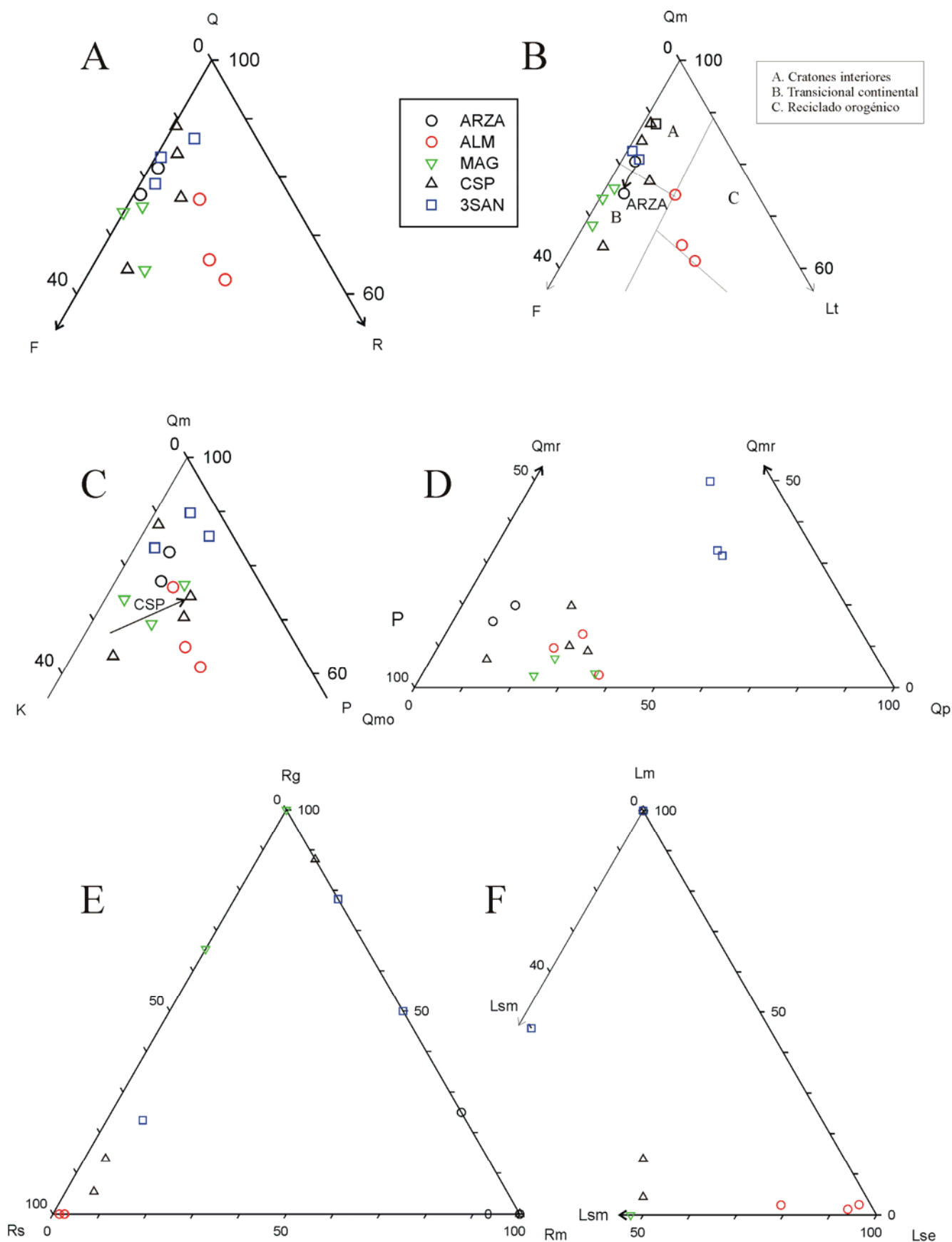


Fig. 6.18. Diagramas triangulares para la Fm. Sierra de Matute. Las siglas indican los nombres de las columnas (ver fig. 1.3). En los casos en los que sólo hay una muestra de la formación se indica el número de muestra.

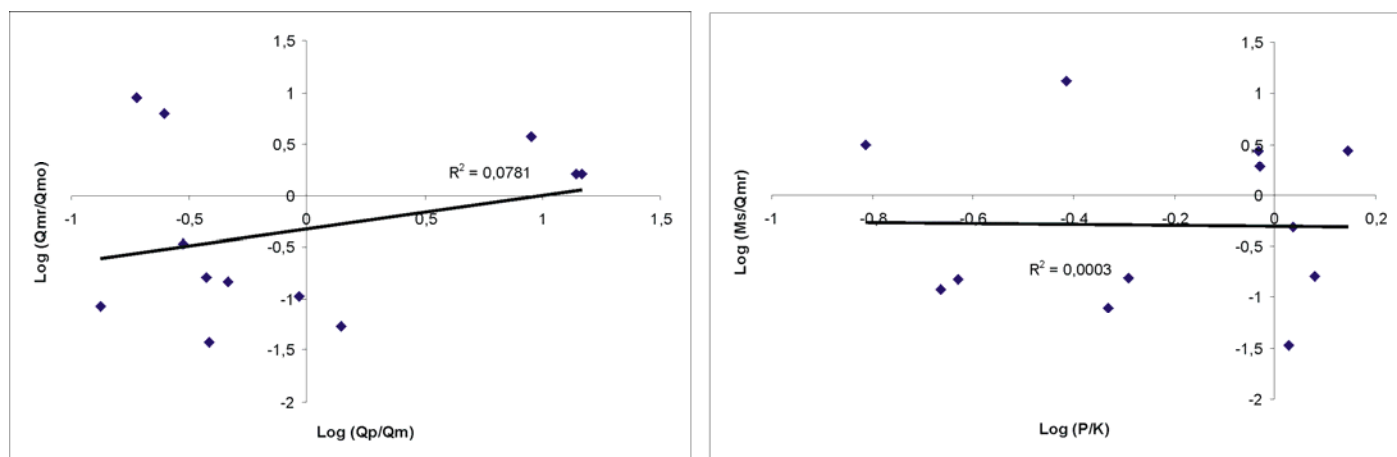


Fig. 6.19. Diagramas de los logaritmos de los cocientes Qmr/Qmo frente a Qp/Qm y Ms/Qmr frente a P/K para la Fm. Sierra de Matute. En el diagrama de los cuarzos se observa una correlación positiva entre los parámetros. En el diagrama Log (Qmr/Qmo) la recta de regresión presenta una pendiente muy baja. Se ha dibujado la recta de regresión y se ha añadido el valor de R^2 , que en ambos diagramas presenta un valor que indica que la relación entre ambos índices no es significativa.

Muestra	QFR QmFLt		QmKP	QmrQmo Qp	RgRs Rm*	LmLsm Lse*	Qp/Qm Qmr/Qmo		P/K Ms/Qmr	
ARZA-7-11	Q79±1	Qm77±4	Qm80±4	Qmr72±5	Rg13	Lm100±0	0,21±0,04	7,64±1,99	0,48±0,03	0,11±0,05
	F20±4	F20±4	K14±3	Qmo10±2	Rs0	Lsm0±0				
	R1±3	Lt3±1	P6±1	Qp18±3	Rm87	Lse0±0				
ALM-111-112-113	Q68±2	Qm76±5	Qm81±3	Qmr9±5	Rg0	Lm1	0,44±0,14	0,14±0,09	3,17±1,98	0,77±0,29
	F16±2	F5±1	K5±2	Qmo61±4	Rs98	Lsm45				
	R16±5	Lt19±6	P14±5	Qp30±6	Rm2	Lse54				
MAG-8-9-10	Q71±6	Qm72±4	Qm73±3	Qmr5±2	Rg84	Lm0	39,43±5,76	0,06±0,04	0,90±0,50	6,14±5,94
	F26±3	F27±4	K19±6	Qmo67±6	Rs17	Lsm0				
	R3±4	Lt1±1	P8±4	Qp28±7	Rm0	Lse0				
CSP-1-2-3-4	Q72±12	Qm78±11	Qm74±10	Qmr12±8	Rg26	Lm55	0,32±0,14	0,18±0,11	0,60±0,48	1,40±1,36
	F25±9	F18±9	K17±9	Qmo65±11	Rs43	Lsm22				
	R4±3	Lt4±3	P9±6	Qp23±9	Rm31	Lse22				
3SAN-21-22-28	Q83±4	Qm84±4	Qm85±4	Qmr38±10	Rg50	Lm83	12,48±3,03	2,31±1,20	0,83±0,52	0,11±0,07
	F14±4	F14±4	K9±4	Qmo18±4	Rs23	Lsm17				
	R3±2	Lt2±1	P6±3	Qp44±6	Rm27	Lse0				

Tabla 4.3: medias y desviaciones estándar de las Petrofacies 3A y 3B (Fm. Sierra de Matute). La petrofacies 1A está representada por la columna de Almajano (ALM). En los diagramas RgRsRm y LmLsmLse el asterisco indica que no se han expresado las desviaciones estándar por tratarse de diagramas en los que suele existir una gran variación.

6.3.3.3. Áreas fuente: Valoración litológica y evolución

1. Secuencia deposicional 1: Fm. Ágreda:

En cuanto a la Petrofacies 1A, hay que resaltar su naturaleza cuarzofeldespática, quedando representada en el campo de los “cratones interiores”. En esta petrofacies no se observan plagioclasas, o bien aparecen en cantidades menores y de forma muy ocasional en la Zona Sur. Presenta feldespatos de tipo 1 de composición potásica y de gran tamaño (0,1 mm). Estos feldespatos potásicos son indicativos de la influencia de áreas fuente graníticas. Dentro de estos feldespatos de tipo 1 se han observado microclinas en la Zona Sur (Trévago, San Blas, Ágreda y Valdegutur). Las microclinas deben presentar en última instancia un origen pegmatítico o plutónico en general (Klein, 2008).

El gran tamaño de los feldespatos y sus morfologías angulosas parecen indicar que dichos feldespatos no sufrieron un importante transporte. Los feldespatos potásicos de la Fm. Ágreda presentan luminiscencia azul. Dicha luminiscencia en ocasiones es sólo parcial, es decir, se observan granos no luminiscentes que conservan restos de luminiscencia azul. Se constata que dichas zonas luminiscentes se corresponden con zonas no alteradas del feldespato potásico.

Asimismo, los fragmentos de roca plutónica constituyen los fragmentos de roca mayoritarios en la petrofacies (aunque aparecen en proporciones bajas). Este tipo de fragmentos son significativos a pesar de su escaso porcentaje. Aunque el SGI (Índice de generación de arenas, Palomares y Arribas, 1993) de los granitos es muy elevado, éstos tienden a disgregarse en granos monominerales, generando escasos fragmentos de roca granuda.

Hay que señalar la influencia de fragmentos de roca sedimentaria carbonática hacia el techo de la Fm. Ágreda en la zona Central (columna de Portelrubio). Por otro lado, se han reconocido cuarzos monocristalinos con cementos sintaxiales heredados en la base de la Fm. Ágreda en distintas áreas a lo largo del sector oriental de la cuenca (columnas de Almarza al Norte, Portelrubio en la Zona central y El Espino y San Felices en la Zona Sur). Asimismo, se observa una mezcla de granos de cuarzo con distinta redondez que implican indicios de reelaboración de áreas fuente sedimentarias (Almarza y Pradillo al Norte, Portelrubio en la zona Central y Valdegutur al Sur). Las tendencias hacia el techo de aumento del índice Q_{mr}/Q_{mo} , y de disminución del índice Q_p/Q_m podrían indicar también un aumento hacia el techo de la formación de la influencia de áreas fuente sedimentarias. Estas evidencias parecer señalar la erosión y reciclado de unidades clásticas previas al Tithoniense. La erosión de estas unidades sedimentarias sería cada vez más intensa a medida que progresase el rifting.

En la Zona Sur (columnas de Ágreda, San Blas y San Felices), aparece un cierto contenido en plagioclasa (hasta 3-5 %, tipos 2 y 3). En el caso de la columna de San Blas las plagioclasas aparecen hacia el techo de la Fm. Ágreda, por lo que podrían indicar una transición hacia la Petrofacies 2 (Fm. Magaña). Por otra parte, estas tres columnas, junto con El Espino y Valdegutur, presentan fragmentos de roca de origen plutónico y fragmentos de roca metamórfica. A esta observación podemos sumarle el hecho de que la columna de Ágreda

presente tendencias opuestas al resto de las columnas de la Petrofacies 1B (en Ágreda se registra una disminución del índice Q_{mr}/Q_{mo} y un aumento del índice Q_p/Q_m). Dichas tendencias opuestas podrían ser indicativas de una ligera disminución de la influencia de áreas fuente sedimentarias hacia el techo de la Fm. Ágreda en la Zona Sur. Por lo tanto, podemos concluir que las columnas de Ágreda, San Blas, El Espino, San Felices y Valdegutur presentan una procedencia equivalente al resto de las columnas de la Petrofacies 1B, aunque las diferencias composicionales parecen indicar la adición de otro tipo de área fuente además de las sedimentarias, que aportase las plagioclasas y los fragmentos de roca metamórfica.

Estas observaciones, junto con los datos de campo y los datos bibliográficos (paleocorrientes en la Fm. Ágreda, en Gómez Fernández, 1992), han permitido realizar la interpretación paleogeográfica de la figura 5.40. En dicho mapa se propone que debieron existir distintos sistemas de abanicos que permitieron la erosión y reciclado de las facies siliclásticas mesozoicas anteriores al Tithoniense y áreas fuente graníticas. En el caso del sistema de abanicos más oriental (Ágreda y San Blas) debieron existir asimismo aportes de áreas fuente metamórficas, o aportes plutónicos diferentes al resto de los abanicos que justifiquen la presencia de plagioclasas. Estos aportes parecen ser más intensos hacia la parte más oriental del abanico (Ágreda y San Blas), por lo que pudiera tratarse de aportes axiales a dicho abanico (fig. 5.40).

Los aportes graníticos podrían proceder de la Zona Centroibérica. La Zona Centroibérica se localiza al SW de la Asturoccidental Leonesa (fig. 3.2), en el Macizo Ibérico. El límite entre ambas zonas se localiza al SW de la Cuenca de Cameros. Como principales litologías en esta zona aparecen granitos hercínicos, granodioritas y gneisses, con afloramientos menores de rocas metamórficas de bajo grado (Villaseca *et al.*, 1993). Los aportes metamórficos podrían proceder de la zona Asturoccidental Leonesa del Macizo Ibérico, constituida por una secuencia Paleozoica muy potente de pizarras y cuarcitas en facies de esquistos verdes y secundariamente en facies de anfibolitas (Julivert, 1983). La Zona Asturoccidental Leonesa se corresponde con el basamento Paleozoico de la Cuenca de Cameros. Aflora en la parte noroccidental de la Península Ibérica y en la parte interna de la Cuenca de Cameros.

La Petrofacies sedimentolítica 1B, desarrollada en el área de Almajano, queda representada próxima al polo L_{sm} , por ser muy rica en fragmentos de caliza micrítica, siendo frecuentes también las placas de equinodermo de carácter heredado (fig. 6.1.R). Dentro de la propia petrofacies se observa un aumento en la proporción de los fragmentos micríticos hacia techo (CI). La presencia de fragmentos de caliza micríticos en esta petrofacies se puede interpretar como debida fundamentalmente a aportes intracuencales, en concreto a la erosión de fragmentos de calizas lacustres y palustres, y calcretas de la propia Fm. Ágreda, debido a la similitud petrográfica observada entre ambos y a la presencia de nódulos septarizados (fig.

6.1.S). En algunas ocasiones aparecen restos de bioclastos (fig. 6.1.Q) o fragmentos esparíticos que podrían asociarse con la erosión de cementos.

La presencia de placas de equinodermo junto con los fragmentos carbonáticos con restos de bioclastos de carácter marino es indicativa de la erosión de una cobertera sedimentaria carbonática. El elevado porcentaje de cuarzo monocristalino, junto con la presencia de cuarzoes con distinto grado de redondez son también indicios de reciclado sedimentario. Hay que resaltar también la importancia de los cuarzoes monocristalinos con cementos sintaxiales heredados. Estas observaciones son coherentes con la representación en el diagrama triangular QmFLt, en el cual la Petrofacies 1B aparece en el campo del “reciclado orogénico”, implicando así el reciclado de la cobertera sedimentaria, y por tanto una reactivación tectónica en el área de Almajano, que afectaría a una cobertera sedimentaria carbonática, posiblemente el registro Jurásico marino infrayacente (González-Acebrón, 2006, 2007), así como el reciclado de unidades siliciclásticas mesozoicas (unidades Triásicas y cuarzo-arenitas callovienses, Mas *et al.*, 2003).

De estas características se concluye que la Petrofacies 1B procede fundamentalmente de la erosión de la cobertera Jurásica marina carbonática. La presencia de placas de equinodermo y de fragmentos de roca con foraminíferos, señala principalmente a la formación infrayacente (Fm. Torrecilla en Cameros), de edad Kimmeridgiense Inferior.

2. Secuencia deposicional 2

2.1. Fm. Magaña

El tránsito entre la SD 1 y la SD 2 viene marcado por un cambio en la composición de las petrofacies. Dicha transición se manifiesta en el aumento del contenido de plagioclasas en un porcentaje significativo (alcanzando valores de 11% en la Petrofacies 2). Se trata de feldespatos de tipo 2 y 3 (albitas detríticas y plagioclasas polisintéticas). Asimismo, los feldespatos de tipo 1 (feldespatos originalmente potásicos) presentan una composición muy rica en albita, probablemente debido a un proceso de albitización (ver apartado 7.3). Sin embargo, estos feldespatos conservan su aspecto anubarrado, por lo que desde un punto de vista de la procedencia se ha podido reconstruir el esqueleto original de la arenisca.

Esta aparición de feldespatos calcosódicos también tiene lugar en la Fm. Jaramillo del sector occidental de la Cuenca de Cameros (equivalente a la Fm. Magaña), no observándose en las Fms. Nuestra Señora de Brezales y Boleras de dicho sector occidental de la cuenca (equivalentes a la Fm. Ágreda, Arribas *et al.*, 2003). Asimismo, los feldespatos potásicos de la Fm. Jaramillo también muestran evidencias de albitización (ver apartado 7.3 y anexo 3). Por lo tanto, el cambio en la procedencia entre la SD 1 y la SD 2 se registra a nivel de cuenca.

El incremento en el contenido de plagioclasas (feldespatos de tipo 2 y 3) puede ser indicativo de la erosión de áreas fuente plutónicas distintas de las que pudiesen nutrir a la Petrofacies 1B. Se trataría de áreas fuente plutónicas con una composición feldespática mixta, calcosódica y potásica (salvo que las plagioclasas provengan de las áreas fuente metamórficas). Puesto que en la Petrofacies 2 no se ha observado microclina, posiblemente estas áreas fuente plutónicas no contendrían microclina. Otro parámetro significativo es el índice $Ms/(Ms+Qmr)$, que aumenta mucho en el tránsito entre ambas secuencias deposicionales (fig. 6.9). Esta relación es indicativa de un aumento de la influencia de áreas fuente plutónicas o metamórficas en el tránsito entre las dos secuencias deposicionales y hacia techo de la Fm. Magaña. Asimismo, las áreas fuente plutónicas de la Petrofacies 2 pudieron presentar una composición más rica en moscovita que las áreas fuente plutónicas de la Petrofacies 1B.

Los fragmentos de roca son indicativos de la influencia tanto de áreas fuente sedimentarias, plutónicas como metamórficas. Basándonos en la presencia de placas de equinodermo en las Zonas Norte y Sur (base de la columna de Montenegro, en la columna de Magaña y hacia techo de la formación en El Collado), consideramos que continúa existiendo una influencia de formaciones del Jurásico marino carbonatado. Asimismo, aparecen fragmentos de roca carbonática en prácticamente todas las columnas de la Fm. Magaña, fundamentalmente hacia la base y el techo. No se han observado fragmentos de roca carbonática en las columnas de Pradillo, La Póveda y Ágreda (dentro de la Fm. Magaña). Asimismo, en la base de las columnas de Montenegro y El Espino se han podido reconocer cuarzos monocristalinos con cementos sintaxiales heredados, indicativos de la erosión de áreas fuente sedimentarias siliciclásticas, posiblemente procedentes de unidades mesozoicas siliciclásticas.

Las áreas fuente sedimentarias siliciclásticas que alimentaron la Petrofacies 1 seguirían posiblemente ejerciendo su influencia sobre la Petrofacies 2. Esta influencia disminuiría hacia techo, como demuestra el aumento del índice P/F hacia techo de la Fm. Magaña (fig. 6.9) y el hecho de que los cuarzos monocristalinos con cementos sintaxiales heredados se observen exclusivamente hacia la base de algunas columnas. Es significativo el hecho de que en la columna de San Felices el índice P/F disminuya hacia techo de la Fm. Magaña (fig. 6.9), al contrario de lo observado en el resto de las columnas. Este hecho se interpreta como producto del aumento de la influencia de áreas fuente sedimentarias hacia la parte superior de la formación en el área de San Felices, como queda registrado por la presencia de fragmentos sedimentarios carbonáticos esparíticos en dicha parte superior. Si volvemos sobre el diagrama $RgRsRm$ (fig. 6.16.E) en la columna de San Felices se observa un aumento de la influencia de los fragmentos de roca sedimentaria (desde el polo Rg al polo Rs) y finalmente influencia de áreas fuente plutónicas.

En este mismo sentido se observa una relación entre los índices Qp/Qt y Qmr/Qm con el tipo de fragmentos de roca presentes de forma mayoritaria. En las columnas de Pradillo, la

Póveda, El Espino y Ágreda el índice Q_p/Q_t tiende a disminuir hacia techo de la Fm. Magaña, mientras que el índice Q_{mr}/Q_m tiende a aumentar (fig. 6.9). En el caso de la columna de Valdegutur estas variaciones se observan en la transición entre las formaciones Ágreda y Magaña. Estas columnas presentan estas tendencias por un descenso de la influencia de áreas fuente plutónicas hacia techo de las mismas (fig. 6.16.F), al contrario que en el resto de las columnas. Asimismo, en El Espino se registra primero una disminución del índice Q_{mr}/Q_m , a continuación un aumento y por último una nueva disminución (fig. 6.2), como consecuencia de la influencia inicialmente mayor de las áreas fuente plutónicas, después de las áreas fuente sedimentarias y a techo de las áreas fuente metamórficas (fig. 6.16.F).

En líneas generales, se puede afirmar que el aumento del índice Q_p/Q_t suele estar relacionado con el aumento de la influencia de áreas fuente metamórficas, mientras que el aumento del índice Q_{mr}/Q_m con la mayor influencia de áreas fuente sedimentarias.

El hecho de que la Petrofacies 2 quede representada en el lado Q_mF del diagrama Q_mFLt (fig. 6.16.B) (Dickinson y Suckzek, 1979) es también indicativo de la influencia de áreas fuente graníticas. Como ya se ha señalado, los granitos presentan valores de índice de generación de arenas (Palomares y Arribas, 1993, se explica a continuación) muy elevados, pero su erosión genera escasos fragmentos de roca plutónica, ya que éstos tienden a romperse a favor de sus uniones cristalinas generando granos monominerales. Otra evidencia de la influencia de las áreas fuente graníticas son las turmalinas, que aparecen en sus variedades verde y marrón, que normalmente se asocian con áreas fuente plutónicas. No se ha observado la variedad azul, claramente característica de áreas fuente metamórficas (Pettijohn *et al.*, 1973).

La influencia de áreas fuente plutónicas aumenta progresivamente hacia techo de la formación, como indica el aumento del índice M_s/M_s+Q_{mr} y del índice P/F (fig. 6.9).

Hay que señalar que, aunque la cantidad de fragmentos de pizarras o esquistos (polo R_m , fig. 6.16.E) es escasa en ambas columnas, su porcentaje resulta significativo. En diversos estudios sobre sedimentos actuales (Palomares y Arribas, 1993, Arribas *et al.*, 2000, Arribas y Tortosa, 2003, Le Pera y Arribas, 2004) se constata que la composición de las arenas no permite hacer estimaciones cuantitativas directas de las superficies de las distintas áreas fuente que intervienen, puesto que determinados fragmentos de roca tienden a aparecer subrepresentados y otros sobrerrepresentados.

El índice de generación de arenas (SGI, *Sand Generation Index*, Palomares y Arribas, 1993), es la capacidad de producir arenas de una determinada litología en comparación con otra, en una determinada área fuente. En estos trabajos se señala que los fragmentos de pizarras o esquistos tienden a aparecer subrepresentados por presentar un bajo SGI (comparando con granitos o con gneises). Por ello, los escasos fragmentos de pizarras o esquistos reconocidos se consideran significativos, puesto que el SGI de las pizarras y esquistos es muy inferior al de los

granitos, ya que las litologías de grano más grueso generan gran cantidad de arenas de granos monominerales, diluyendo así la señal de las rocas metamórficas.

Por otra parte, los cuarzos policristalinos que proceden de granitos no suelen presentar más de 2 ó 3 individuos, mientras que los que derivan de pizarras o esquistos suelen estar constituidos por más de 3 individuos (Tortosa *et al.*, 1991, Palomares y Arribas, 1993). Los cuarzos policristalinos son muy abundantes hacia el techo de la Petrofacies 2. Este hecho, junto con fábrica tectónica que presentan muchos de ellos, nos indica que posiblemente proceden de áreas fuente metamórficas.

Por tanto, podemos concluir que la Petrofacies 2 podría proceder de la erosión de áreas fuente principalmente metamórficas y graníticas. Las áreas fuente metamórficas probablemente procederían de la erosión de terrenos metamórficos de grado bajo a medio de la zona Asturoccidental Leonesa del Macizo Ibérico (fig. 3.2). Por otra parte, los fragmentos de roca plutónica procederían de la Zona Centroibérica (fig. 3.2).

Como resumen podemos decir que se registra un cambio muy importante en cuanto a la procedencia entre las SD 1 y SD 2. En la SD 2 siguen existiendo aportes sedimentarios, pero se añaden aportes plutónicos mixtos calcosódicos y potásicos que deben proceder de un área fuente plutónica distinta que la que nutría la SD 1 o a los conglomerados de la Fm. Torrecilla en Cameros. Los aportes plutónicos probablemente procedan de la Zona Centroibérica. Los fragmentos de pizarra y esquisto podrían proceder de la zona Asturoccidental Leonesa. La influencia de áreas fuente sedimentarias siliciclásticas (formaciones triásicas y jurásicas) se registra en la parte inferior de la Fm. Magaña. Las áreas fuente sedimentarias carbonáticas ejercieron una influencia variable según la localización de las columnas, siendo mayor hacia la base y el techo de la Fm. Magaña. Dichas áreas carbonáticas se corresponden con el Jurásico marino infrayacente.

Es significativo el hecho de que los mayores cambios composicionales en cuanto a la procedencia de las areniscas se registren en el límite entre ambas secuencias deposicionales. La SD 1 se formó durante las primeras etapas de formación de la cuenca, a partir de abanicos aluviales y zonas lacustres, que supusieron aportes transversales a la cuenca. La procedencia de las areniscas es distinta en estos abanicos comparándola con los sistemas fluviales que se desarrollaron durante la SD 2, en los cuales el transporte debió funcionar de forma más axial (del NW al SE). Por lo tanto, en el tránsito entre SD 1 y SD 2 se observa un cambio brusco en la composición de las petrofacies, indicando una relación muy clara entre las secuencias deposicionales, los ambientes de sedimentación y la procedencia de las areniscas.

Esta evolución desde una petrofacies reciclada de sedimentos previos (Petrofacies 1) a otra cuarzofeldespática procedente de la erosión de áreas fuente metamórficas y graníticas (Petrofacies 2) concuerda con los resultados obtenidos para el sector occidental de la cuenca por

Arribas *et al.* (2002, 2003, 2007a) para estas mismas secuencias deposicionales (transición entre SD 1 y SD 2).

2.2. Fm. Sierra de Matute

Como se ha señalado, la Fm. Sierra de Matute está caracterizada por las Petrofacies 3A y 3B. En líneas generales se puede decir que en la transición entre la Fm. Magaña y la Fm. Sierra de Matute se registra un aumento relativo de la influencia de las áreas fuente plutónicas y metamórficas. Se interpreta este aumento sobre la base de un incremento del índice P/F entre las formaciones Magaña y Sierra de Matute y hacia el techo de la Fm. Sierra de Matute.

Son también indicativos del aumento de la influencia de áreas fuente plutónicas y metamórficas las variaciones en los índices Qp/Q_t (aumenta hacia el techo) y Qmr/Q_m (disminuye hacia el techo, fig. 6.2). El aumento de los cuarzos policristalinos con fábrica tectónica es indicativo del aumento de la influencia de áreas fuente metamórficas. Asimismo, el aumento del índice $Ms/Ms+Qmr$ hacia techo de la Fm. Sierra de Matute es indicativo del aumento de la influencia de áreas fuente plutónicas o metamórficas (fig. 6.9).

Por lo tanto, la Petrofacies 3A presenta el mismo tipo de área fuente plutónica con composición mixta calcosódica y potásica que la Petrofacies 2, posiblemente situada en la Zona Centroibérica. Tanto en los feldespatos potásicos como en las plagioclasas se observan indicios de albitización, al igual que en la Petrofacies 2. Los aportes plutónicos y metamórficos constituyeron la influencia principal, existiendo localmente aportes sedimentarios carbonáticos, posiblemente procedentes del Jurásico marino. La disminución del índice Qmr/Q_m (fig. 6.2) marcaría también un descenso de la influencia de áreas fuente sedimentarias siliciclásticas y un aumento de los aportes metamórficos. En este mismo sentido cabe destacar que no se han observado cuarzos con cementos sintaxiales heredados. Los aportes metamórficos procederían de la Zona Asturoccidental Leonesa (fig. 3.2), al igual que en la petrofacies anterior.

El área de Magaña supone una excepción en cuanto a la evolución del índice P/F, puesto que dicho índice disminuye en el tránsito entre la Petrofacies 2 y la 3A (fig. 6.9). Sin embargo, la influencia relativa de áreas fuente plutónicas es muy clara en esta zona, quedando las areniscas representadas próximas al polo Rg del diagrama (o en el propio polo Rg). El índice Qp/Q_t aumenta hacia techo de la formación en dicha columna (fig. 6.2), siendo también indicativo de la influencia de las áreas fuente metamórficas. Interpretamos el hecho de que en la columna de Magaña disminuya el índice P/F hacia techo (fig. 6.9) como consecuencia de los fuertes aportes de feldespato potásico que se registran en esta zona.

La Petrofacies 3B (Almajano) presenta como rasgo común con la Petrofacies 3A el aumento del índice P/F en la transición con la Petrofacies 2 y hacia techo de la Petrofacies 3B (fig. 6.9). Este aumento es muy importante puesto que en esta columna la Petrofacies 2 es muy

pobre en plagioclasas. Las diferencias más significativas se encuentran en la proporción de los feldespatos en general ($F=5\%$ de media), y en la abundancia de los fragmentos líticos carbonáticos ($Lt=19\%$). Se trata de una Petrofacies distinta puesto que implica la erosión de áreas fuente sedimentarias carbonáticas. La presencia de placas de equinodermo señala áreas fuente dentro del Jurásico marino. El aumento del índice Q_{mr}/Q_m desde la Petrofacies 2 a la Petrofacies 3B (fig. 6.2) es indicativo del aumento de la influencia de áreas fuente sedimentarias. Aparecen algunos fragmentos de pizarras y esquistos, pero son muy escasos, al igual que los cuarzos policristalinos con fábrica tectónica. Por lo tanto, se deduce una influencia menor de áreas fuente metamórficas, posiblemente situadas en la Zona Asturoccidental Leonesa.

Esta petrofacies queda representada en el campo de los “orógenos reciclados” del diagrama Q_mFLt (fig. 6.18.B). Las áreas fuente serían principalmente de carácter sedimentario y, muy secundariamente, áreas fuente metamórficas. Procede nuevamente de la erosión de la cobertera Jurásica carbonática marina, posiblemente de la Fm. Torrecilla en Cameros (Kimmeridgiense Inferior), por ser la última del registro Jurásico marino. Esta erosión de áreas fuente sedimentarias carbonáticas la interpretamos como el resultado de un proceso de *back-faulting* en esta zona, dentro del marco de la evolución del rifting (fig. 6.20, González-Acebrón 2006, 2007).

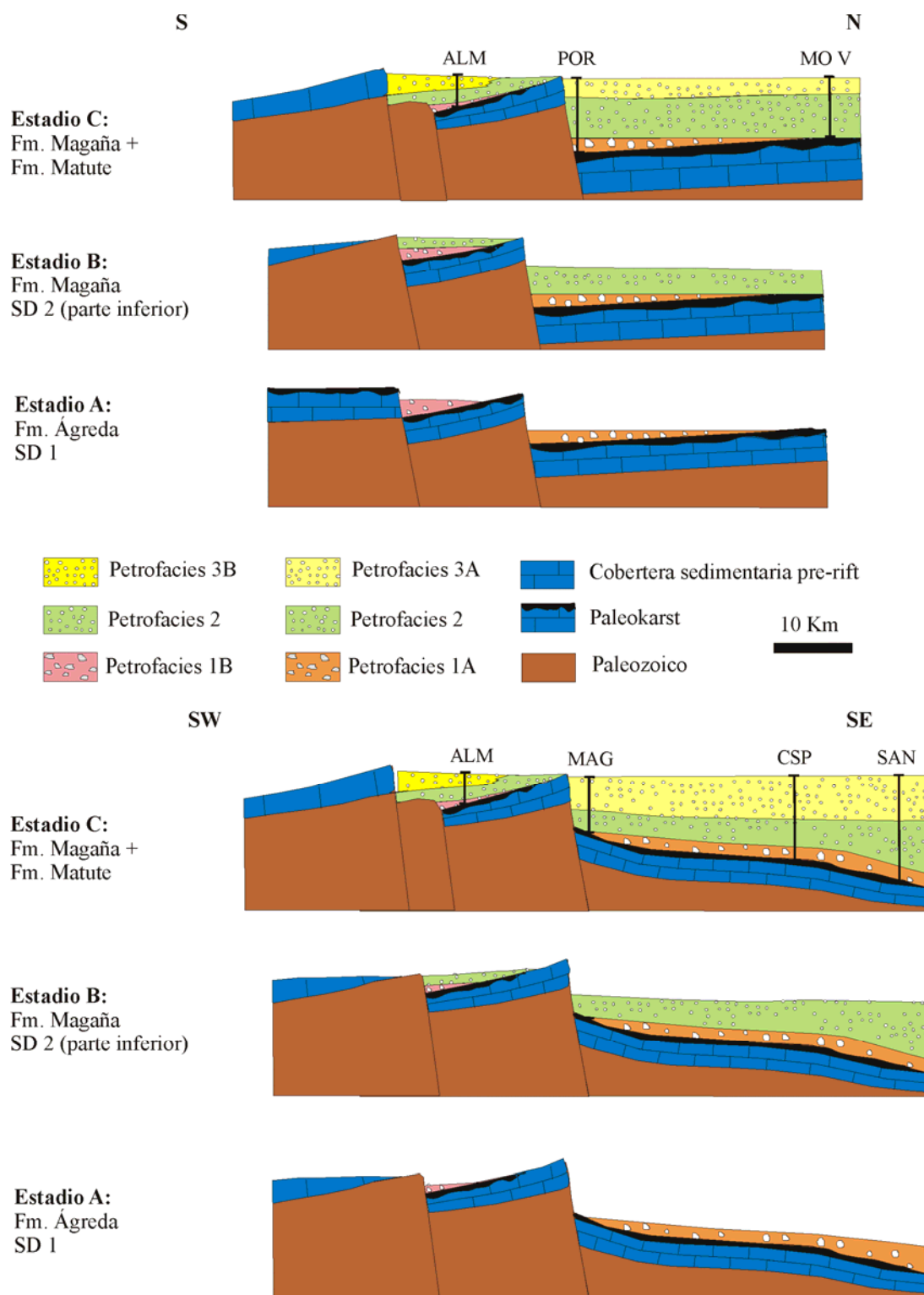


Fig 6.20: Interpretación de la evolución de las petrofacies en el contexto de la evolución de la cuenca. La reaparición de fragmentos carbonáticos esparíticos procedentes de la erosión de la cobertera sedimentaria en la Petrofacies 3B se interpreta como una reactivación del rifting, mediante un proceso de *back faulting*. ALM: Almajano. POR: Portelrubio. MOV: Montenegro. MAG: Magaña. CSP: El Collado. SAN: San Felices

6.3.3.4. Comparación con el sector occidental de la Cuenca de Cameros

En este apartado se procederá a resumir las principales semejanzas y diferencias existentes entre las petrofacies definidas en el sector occidental de la Cuenca de Cameros para el Grupo Tera y las definidas en esta tesis doctoral. Para ello se utilizarán los trabajos de Arribas *et al.* (2002, 2003, 2007a). Dichos estudios se enfocaron en la evolución del conjunto de las secuencias deposicionales que rellenan la Cuenca de Cameros en su sector oriental (fig. 1.3 para la situación de los dos sectores).

1. Secuencia Depositional 1

Si comparamos los datos de la Petrofacies A (definida por Arribas *et al.*, 2003) con la Petrofacies 1A de este trabajo, se observa que el contenido en cuarzo monocrystalino de la Petrofacies A es mayor, el porcentaje de feldespato potásico es mucho menor en la Petrofacies A y el contenido en fragmentos líticos es mucho mayor. En ambas existe influencia de áreas fuente metamórficas.

La Petrofacies 1B (Almajano, Fm. Ágreda, SD 1) es bastante similar a la Petrofacies A (Arribas *et al.*, 2003), que caracteriza a la Fm. Nuestra Señora de Brezales (SD 1). Queda representada en un campo equivalente del diagrama QmFLt (ver fig. 6 de Arribas *et al.*, 2003). Según estos autores, se trata de conglomerados clastosoportados con fragmentos carbonáticos, litoarenitas (sedarenitas) y cuarzoarenitas con cantidades variables de fragmentos de roca carbonáticos, que en el diagrama RsRmRs quedan representados próximos al polo Rs, al igual que la Petrofacies 1B de este trabajo. Presentan tanto fragmentos de roca micríticos como esparíticos. Dentro de los aportes siliciclásticos hay que resaltar los cuarzoes monocrystalinos, que presentan un aspecto muy redondeado. En la Zona Norte del sector occidental y hacia techo de la Fm. Brezales, se reconocen micas (moscovita y biotita), feldespato potásico, plagioclasa y fragmentos de roca metamórficos (estos últimos hacia techo de la secuencia). Las diferencias principales entre la Petrofacies 1B (Almajano) y la Petrofacies A de Arribas *et al.* (2003) residen en que en esta última el contenido en fragmentos líticos es menor y en la presencia de fragmentos de roca metamórfica, que no han sido observados en la Petrofacies 1B.

En resumen se puede interpretar que tanto la Petrofacies 1A como la Petrofacies A implicaron estadios de mayor erosión dentro de la evolución del proceso de rifting comparando con la Petrofacies 1B (Almajano), puesto que en ambos casos se registra erosión del basamento metamórfico exhumado.

La interpretación de Arribas *et al.* (2003) para la Petrofacies A es muy parecida a la interpretación de la Petrofacies 1 de esta tesis doctoral. Proponen como área fuente principal los depósitos Jurásicos infrayacentes. Como ya se ha señalado, el trabajo de Arribas *et al.* (2003) se

centra en el sector occidental de la Cuenca de Cameros, existiendo según estos autores una mayor influencia de áreas fuente siliciclásticas hacia el Sur y de áreas fuente carbonáticas hacia el Norte de dicho sector. Asimismo, en el sector oriental, en esta tesis doctoral, se han reconocido áreas de mayor influencia de los fragmentos de roca carbonática, llegando a la conclusión de que se trata de aportes de carácter muy local, que por tanto pueden provocar importantes variaciones composicionales entre áreas relativamente próximas.

Por otra parte, los autores citados indican que debió existir una zona más subsidente hacia el Norte, que provocaría un cambio en la procedencia hacia techo de la Fm. Brezales, introduciendo los aportes metamórficos. En nuestro caso las plagioclasas y los fragmentos de rocas metamórficas y plutónicas aparecen en la Zona Sur (Ágreda, techo de San Blas y San Felices). Los fragmentos de roca plutónicos y metamórficos se han observado en estas tres columnas más en El Espino y Valdegutur. Al igual que con las plagioclasas, los fragmentos plutónicos aparecen hacia techo de la Fm. Ágreda en la columna de San Blas. La interpretación que se ha dado en esta tesis doctoral implica que estas columnas se localizan en un sistema de abanicos distinto al resto de las columnas (fig. 5.42), y/o existieron aportes axiales a dicho sistema procedentes del E o el SE, puesto que la cantidad de plagioclasea es mayor hacia el E (columnas de Ágreda y San Blas) (fig. 5.42).

2. Secuencia Depositional 2

En el trabajo de Arribas *et al.* (2003) se aportan también datos sobre la procedencia de la Fm. Jaramillo (Petrofacies B), equivalente a la Fm. Magaña (figs. 5.25, 5.26 y 5.27). Las medias son bastante similares a la Petrofacies 2 ($Q_{81}F_{13}R_6$ para la Fm. Jaramillo y $Q_{66-86}F_{6-27}R_{3-10}$ para la Fm. Magaña). En el sector occidental las plagioclasas constituyen los feldespatos mayoritarios ($Qm_{86}K_3P_{11}$), al contrario que en el sector oriental ($Qm_{75-94}K_{5-22}P_{4-10}$). Las plagioclasas son albitas, que pueden presentar macla. Por lo tanto, en el sector occidental aparecen los mismos tipos de feldespatos que en el sector oriental.

Asimismo, en la Fm. Jaramillo aparecen fragmentos de roca metamórficos de grado bajo y medio, equivalentes a los fragmentos de pizarra y esquistos descritos en esta tesis doctoral. Dichos fragmentos procederían de la Zona Asturoccidental Leonesa. Señalan también la influencia con carácter local de fragmentos de roca sedimentaria carbonática, fundamentalmente hacia la base de la formación y hacia el Norte. En relación a las micas aparecen biotitas y moscovitas, a diferencia de la Petrofacies 2 en la que sólo se ha observado moscovita.

La diferencia principal entre la Petrofacies B definida en el sector occidental (Arribas *et al.*, 2003) con la Petrofacies 2 la constituyen los aportes de rocas graníticas. En el sector occidental no se han observado este tipo de fragmentos de roca. Las distintas evidencias

aportadas en el apartado 6.3.2.3 (presencia de fragmentos de roca plutónica, importancia de los mismos basándonos en el SGI, representación en el lado Qm-K, variaciones de índices Qp/Qm y Ms/Qmr) señalan la importancia de este tipo de áreas fuente en el sector oriental.

Las Petrofacies 3A y 3B de esta tesis doctoral no tienen correspondencia con otras petrofacies del trabajo de Arribas *et al.* (2003), puesto que la Fm. Sierra de Matute se corresponde en el sector occidental de la Cuenca de Cameros con la Fm. Campolara (), que es mayoritariamente carbonática.

En el trabajo de Arribas *et al.* (2007a) se define el concepto de “ciclos de procedencia”. En nuestro caso, los depósitos estudiados del Gr. Tera consideramos que constituyen el inicio de un ciclo de procedencia, desde la erosión de rocas sedimentarias Jurásicas a la erosión posterior de rocas plutónicas y metamórficas, relacionadas con áreas de basamento exhumado.

6.3.3.5. Comparación con otras cuencas de rift

Si comparamos las petrofacies del inicio del relleno de la Cuenca de Cameros con una cuenca de rift actual, la Petrofacies 1 se corresponde con el estadio “undissected-transicional” de un margen de rift sin influencia volcánica de los trabajos de Garzanti *et al.* (2001, 2003). Estos estudios se han realizado en arenas actuales del Mar Rojo y del Golfo de Adén (Yemen). La Petrofacies 1 muestra muchos rasgos de este estadio: queda representada en la misma zona del diagrama QmFLt, muestra fragmentos de roca sedimentaria, incluyendo cuarzo monocristalino procedente de ciclos sedimentarios anteriores y granos carbonáticos. Incluye además cantidades bajas de feldespato ($F < 7\%$).

La transición desde el “undissected rift shoulder” hacia un estado de “dissected rift shoulder”, es decir, la evolución del proceso de rift, viene marcada por un aumento en el contenido en feldespato potásico (Garzanti *et al.*, 2001). Sin embargo, en nuestro caso, esta transición coincide con un aumento de la proporción de plagioclasas, entre la SD 1 y la SD2, y hacia techo de las SD 2 y 3. Esta diferencia no se debe al proceso de albitización de la SD 2, puesto que las proporciones de plagioclasa y feldespato potásico original han podido ser restituidas gracias a criterios petrográficos.

En el estudio anteriormente citado, definen el estadio transicional como aquel en el que los materiales clásticos proceden de sucesiones sedimentarias y basamento en proporciones variables (2:1 a 1:1), en función del nivel de erosión y del tipo de rocas que queden expuestas. Se trata de una fase de levantamiento más o menos continuada debida a la extensión, que provoca la erosión de rocas cristalinas procedentes del basamento que progresivamente va siendo exhumado. La composición de las areniscas depende del grado en el que el basamento y la sucesión prerift se erosionen. La composición puede variar desde areniscas ricas en cuarzo donde predomina la erosión de áreas fuente siliciclásticas a areniscas pobres en cuarzo cuando

predomina la erosión de formaciones carbonáticas. En nuestro caso, en las petrofacies con mayor influencia sedimentaria (1 y 3B), predominó la erosión de unidades carbonáticas.

En la fase denominada “dissected rift shoulder” los detritos procederían del basamento exhumado, con fragmentos de rocas graníticas y aportes metamórficos subordinados. La influencia sedimentaria es mucho menor. Por lo tanto, las petrofacies 2 y 3A podrían corresponder con los estadios transicional y disectado de Garzanti *et al.* (2001).

El caso concreto de la Petrofacies 3B (Almajano), se correspondería de nuevo con el estadio “undissected” o transicional, debido a la fuerte influencia de las áreas fuente carbonáticas. El porcentaje de feldespatos vuelve a ser bajo ($F=5\%$). Como se ha explicado con anterioridad, podría corresponder con un proceso de *back faulting* (González-Acebrón, 2006, 2007) (fig. 6.20) que permitiera de nuevo el reciclado de la cobertera Jurásica marina, fundamentalmente de la Fm. Torrecilla en Cameros (Kimmeridgiense Inferior). En Arribas *et al.* (2003) también se relacionan las distintas etapas de fracturación de la Cuenca de Cameros con la evolución de las petrofacies.

Marsaglia *et al.* (2006) presentan datos petrológicos procedentes de depósitos siliciclásticos albienses a eocenos de flujos de gravedad en el Océano Atlántico (*Oceanic Drilling Program, site 1276*). La petrología de los mismos ha permitido la reconstrucción del proceso de rift que provocó la apertura del Atlántico Norte, así como de la evolución postrift (modelo *rift to drift*).

Cabe señalar que estas muestras presentan una composición más feldespática ($Qm_{57}F_{23}Lt_{20}$) que las observadas en Cameros y son especialmente ricas en plagioclasa ($Qm_{71}K_8P_{21}$). El elevado porcentaje de líticos y feldespatos se puede deber en primer lugar a que se trata de areniscas marinas. Las areniscas estudiadas en la Cuenca de Cameros constituyen depósitos continentales, por lo que presentar un mayor grado de madurez, siendo mucho más cuarzosas y más pobres en feldespatos y fragmentos líticos. Otra diferencia fundamental es la ausencia de fragmentos de roca volcánica en el caso de la Cuenca de Cameros, puesto que no se formó corteza oceánica.

Estos autores indican que existen muchos posibles modelos de procedencia de areniscas en la evolución desde el rift a la fase postrift, dependiendo de la importancia del vulcanismo sin-rift y de la naturaleza de las áreas fuente de la zona afectada por el proceso de rift. Consideran como lo más frecuente las petrofacies ricas en fragmentos líticos, excepto en los casos en los que la cobertera esté constituida por areniscas cuarzosas, en cuyo caso las areniscas sin-rift presentan también una composición rica en cuarzo (Arribas *et al.*, 2003).

7. PETROLOGÍA: DIAGÉNESIS

Se entiende por diagénesis la etapa en que se produce la transformación de un sedimento en roca. La diagénesis comprende procesos como la compactación, la cementación, la disolución y génesis de porosidad secundaria y la formación de los distintos tipos de matrices.

En la descripción e interpretación de los procesos diagenéticos se han utilizado tradicionalmente los términos eodiagénesis, mesodiagénesis y telodiagénesis, como etapas relacionadas con las características geoquímicas de las aguas diagenéticas (Choquette y Pray, 1970). En este trabajo se utilizarán en el sentido de Choquette y Pray (1970). Según estos autores se considera que la eodiagénesis comprende los procesos que tienen lugar desde la sedimentación hasta que el sedimento queda fuera de los procesos que operan en la interfase aire-sedimento o agua-sedimento. La mesodiagénesis se extiende desde el final de la eodiagénesis hasta el comienzo del metamorfismo o bien hasta que se produce el ascenso de los materiales. La telodiagénesis tiene lugar durante la exhumación de las secuencias sedimentarias, e implica una reducción de la presión e influencia de aguas meteóricas.

A continuación se explican los procesos diagenéticos reconocidos en las areniscas de la zona de estudio, considerándose de forma puntual los procesos que han tenido lugar en otras litologías, con el objetivo final de elaborar un modelo diagenético coherente con la propia evolución de la cuenca.

7.1. COMPACTACIÓN

La compactación se define como el compendio de procesos relacionados con la presión litostática. La compactación se divide en dos tipos: mecánica y química.

7.1.1. COMPACTACIÓN MECÁNICA

La compactación mecánica son los procesos físicos de alteración del sedimento relacionados con la presión litostática. Se debe a la presión litostática que ejerce la columna de rocas y de sedimentos suprayacentes. Provoca deformaciones de los componentes dúctiles y rotura de los frágiles. Las areniscas objeto de este estudio han sufrido una intensa compactación mecánica. Como componentes dúctiles deformados aparecen las moscovitas, los fragmentos de roca y los feldespatos alterados.

Los efectos de la compactación mecánica sobre el sedimento tienen como consecuencia la reducción de la porosidad inicial del depósito, y por tanto de la potencia del mismo. Para analizar la pérdida de porosidad se ha seguido una serie de análisis basados en primer lugar en la estimación de la porosidad original (Beard y Weyl, 1973) y posteriormente su reducción por la deformación de granos dúctiles (Rittenhouse, 1971).

El método desarrollado por Beard y Weyl (1973) permite estimar la porosidad inicial del sedimento en función del grado de selección. En el caso que nos ocupa, la selección de las muestras es muy variable (desde muy pobre a moderada en la Zona Norte y de muy pobre a buena en las Zonas Centro y Sur, ver anexos 4 a 10), por lo que se calculan porosidades iniciales de 27,9-34 % para la Zona Norte y de 30,7-39 % para las Zonas Centro y Sur.

Rittenhouse (1971) elabora un modelo en el que calcula la pérdida de porosidad original basado en el porcentaje de granos dúctiles deformados sobre el total de granos del esqueleto. Utilizando este método, se deduce que las areniscas estudiadas presentan una reducción de la porosidad de entre 4-11 %, presentando valores más elevados las muestras muy ricas en fragmentos de roca micrítica (fundamentalmente la Petrofacies 1B), con valores en torno al 26 % de reducción de la porosidad.

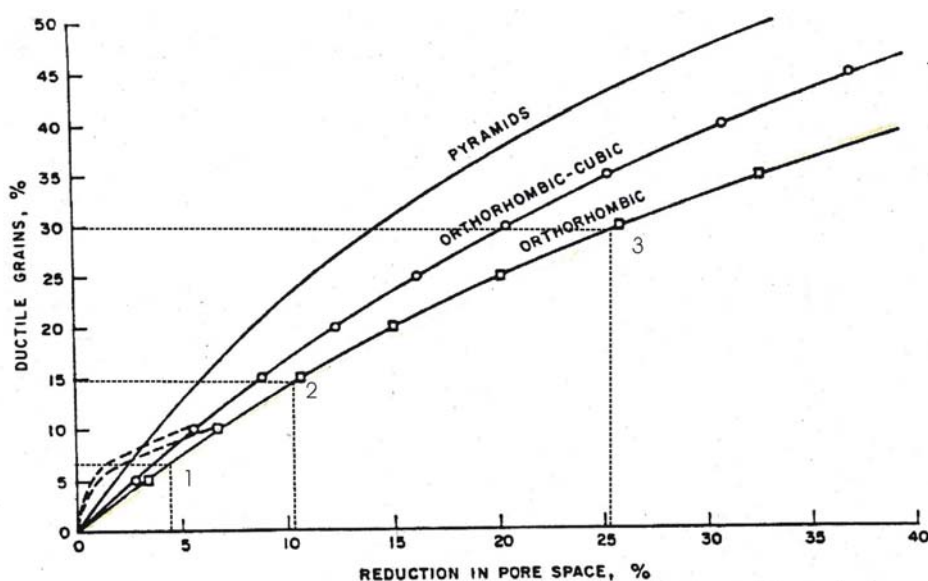


Fig. 7.1. Diagrama de Rittenhouse (1971) para evaluar la compactación mecánica. En el eje de ordenadas aparece el porcentaje de granos dúctiles deformados sobre el total del esqueleto. Las areniscas de este trabajo muestran una reducción de la porosidad de entre 4 y 11 % (puntos 1 y 2), presentando valores más altos las muestras muy ricas en fragmentos de roca micrítica (punto 3, Petrofacies 1B). Se ha utilizado la curva del empaquetado ortorómbico porque es el más parecido al de una arenisca.

En cuanto a la secuencia cronológica de los procesos diagenéticos, la compactación mecánica debió comenzar muy pronto, desde los primeros estadios de la eodiagénesis hasta el

final de la misma. Pensamos que es un proceso temprano puesto que no hay evidencias de que determinados procesos de cementación retrasaran o inhibieran la compactación mecánica, que por otra parte consideramos que fue intensa.

7.1.2. COMPACTACIÓN QUÍMICA

Engloba los procesos de alteración química relacionados con la presión litostática. Tiene lugar por presión-disolución. Las muestras observadas sufrieron compactación química como muestran los tipos de contactos entre los granos de cuarzo, que en general son largos o concavo-convexos. Se observa una primera fase, más o menos discontinua, en la que tuvieron lugar procesos de presión-disolución que afectaron principalmente a los fragmentos carbonáticos, especialmente a los micríticos, que sufren disolución con facilidad. La compactación química debió ser algo posterior a la mecánica. Comenzaría durante la eodiagénesis, ya que los fragmentos carbonáticos sufren compactación química relativamente pronto, y se extendería durante la mayor parte de la mesodiagénesis (presión-disolución entre granos de cuarzo).

Los cementos entre los granos de cuarzo del esqueleto presentan contactos largos o concavo-convexos, por lo que se estima un acortamiento vertical del 15 % según Mitra y Beard (1980).

7.2. CEMENTACIÓN

En el apartado 6.1.2. se han descrito los distintos tipos de cementos identificados. El objetivo de dicho apartado era exclusivamente aportar los criterios que se habían utilizado en el reconocimiento de estos cementos, así como sus abundancias relativas. En el presente apartado se realizará una descripción detallada de los cementos de las areniscas del Gr. Tera, aportando datos relativos a la génesis y cronología de los mismos y su relación con otros procesos diagenéticos.

A partir de las observaciones petrográficas y de los cálculos del índice CEPL, se puede afirmar que la pérdida de porosidad por cementación es más intensa en la base del registro del Gr. Tera (los valores de CEPL están recogidos en los anexos 4 a 10).

7.2.1. CUARZO

Como se ha señalado en el apartado 6.1.3., se trata de cementos syntaxiales (fig. 6.10.A). Se desarrollan más sobre los granos de cuarzo monocristalino que sobre los policristalinos,

debido al crecimiento competitivo que supone la génesis de un cemento a partir de distintos individuos (Worden y Morad, 2000).

Los cementos de cuarzo presentan en general un tamaño entre 5-10 μm . En la columna de El Espino presentan un mayor desarrollo, con tamaños medios de 10-15 μm , alcanzando excepcionalmente las 30 μm .

Los cementos de cuarzo aparecen en todas las columnas estratigráficas estudiadas. Su abundancia depende del tipo de petrofacies, siendo mucho más abundantes en las petrofacies más cuarzosas (fig. 6.11).

Se observa que el cemento sintaxial de cuarzo engloba en ocasiones a los abanicos de caolinita e illita. Por lo tanto, este cemento es posterior a la génesis de los *pore fillings* y las epimatrices de caolinita. Además, es posterior a la compactación mecánica.

La utilización de SEM-CL ha permitido la distinción de distintas fases de cementación por cuarzo (fig. 7.2), en cementos que presentan un aspecto homogéneo bajo microscopía convencional. Asimismo, la microtermometría de inclusiones fluidas de dichas fases ha aportado datos sobre las paleotemperaturas y paleosalinidades de los paleofluidos que generaron estos cementos. Estos datos se restringen a las columnas de El Espino y Montenegro, que presentan en el primer caso los cementos sintaxiales de cuarzo de mayor desarrollo, y en el segundo caso cementos sintaxiales de cuarzo abundantes (valor medio 5,7 %), por tratarse de una petrofacies rica en cuarzo. A pesar de las afirmaciones anteriores, estos cementos de cuarzo presentan un tamaño bastante reducido (máximos de 30 μm), siendo la abundancia en inclusiones fluidas relativamente escasa. Asimismo, las inclusiones fluidas observadas presentan tamaños muy pequeños como se expondrá en el apartado siguiente, por lo que los datos de este estudio petrográfico y microtermométrico son limitados.

7.2.1.1. Estudio petrográfico y microtermométrico de las inclusiones fluidas en cementos sintaxiales de cuarzo:

Se ha realizado un estudio microtermométrico de inclusiones fluidas en cementos sintaxiales de cuarzo en muestras de las columnas de El Espino y Montenegro.

Las inclusiones fluidas reconocidas en los cementos de cuarzo presentan tamaños muy pequeños, que normalmente oscilan entre 1-12 μm . Se trata de inclusiones fluidas acuosas (líquido + vapor) que se agrupan en FIAs (asociaciones de inclusiones fluidas) de pocos individuos, con morfologías variadas generalmente irregulares, con relaciones líquido: vapor (L:V) en torno a 80:20.

A continuación se describen las tres fases de cementación por cuarzo reconocidas. Los números se corresponden con la figura 7.2.C y D y tienen un carácter cronológico:

(1) Cemento de cuarzo luminiscente en SEM-CL con textura fibrosa relict. Se han identificado inclusiones fluidas primarias sobre la base de su distribución consistente con las bandas de CL. Se trata de una FIA consistente (el 90 % de las temperaturas de homogeneización (Th) se encuentran dentro de un intervalo de 10-15°C) con Th=114-120 °C y temperaturas de fusión del hielo (Tm ice) entre -10,3 y -10,6°C.

(2) Cemento de cuarzo no luminiscente con inclusiones fluidas primarias, distribuidas según el patrón de las bandas de CL. Esta FIA presenta temperaturas consistentes: Th=122-128 °C y Tm ice=-11,6/-12,3°C.

(3) Cemento de cuarzo con luminiscencia bandeada que rellena microfracturas en el cemento preexistente (ver fig. 7.2.D). Los primeros estadios presentan inclusiones fluidas primarias con Th= 127-128 °C, seguidas de rellenos de fracturas posteriores con Th que alcanzan 141 °C (Tm ice=-7,8°C).

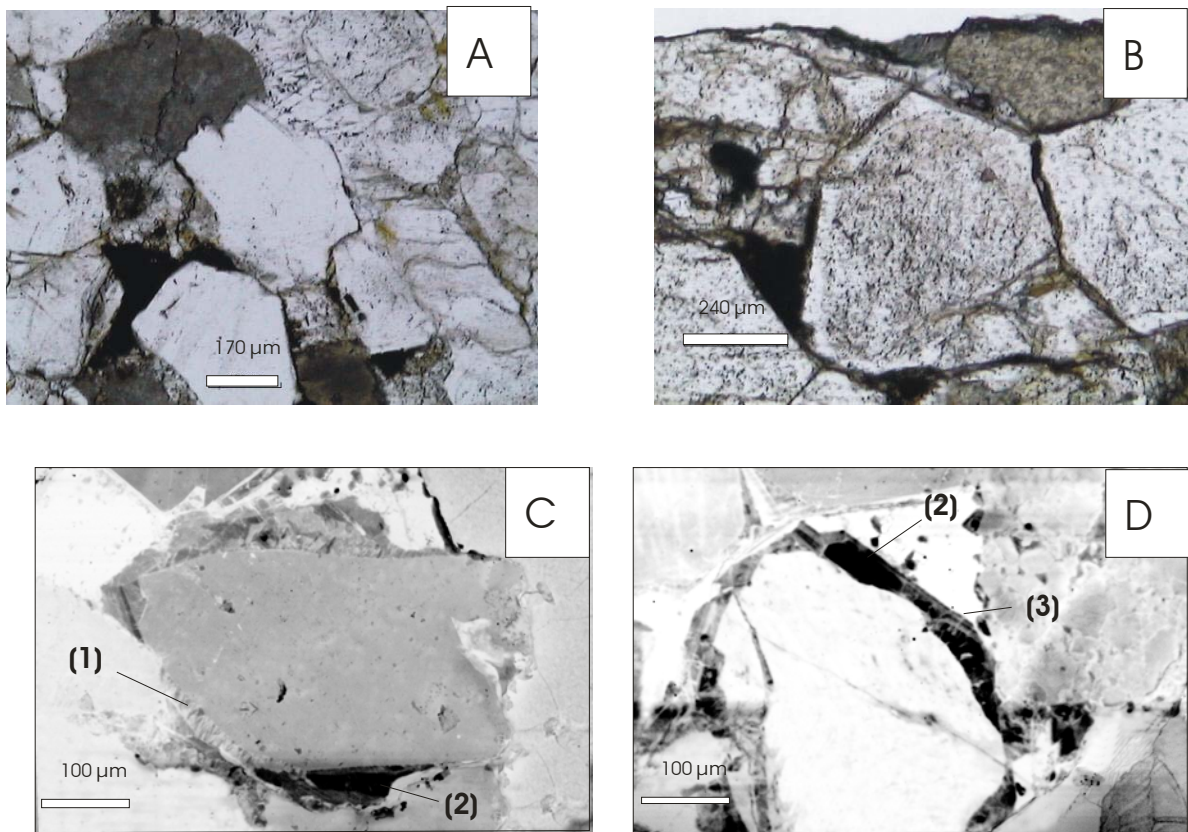


Fig. 7.2: Distintas fases de cementación por cuarzo en la columna de El Espino. **A y B :** Fotografías con nícoles paralelos. Nótese como los cementos de cuarzo muestran un aspecto homogéneo. **C y D:** Fotografías de SEM-CL en las que se pueden reconocer las distintas fases de cementación. La descripción de las mismas se encuentra en el texto. Muestra ESP-3, Fm. Magaña.

En el caso de la columna de Montenegro (tabla 7.2), se observan inclusiones fluidas de pequeño tamaño, entre 1-10 μm, con formas irregulares y ocasionalmente con forma de cristal

negativo. Las FIAs identificadas contienen pocas inclusiones fluidas, presentando un origen primario, secundario o incierto, con índices L: V en torno a 80:20. Las temperaturas de homogeneización se encuentran en el mismo rango que en la columna de El Espino (tabla 7.1). No se han podido determinar temperaturas eutécticas debido al pequeño tamaño de las inclusiones fluidas.

Desde un punto de vista interpretativo, se considera el sistema NaCl-H₂O como el más razonable para interpretar los datos de T_{m ice} de las inclusiones fluidas de El Espino. Las temperaturas eutécticas se encuentran próximas a la temperatura eutéctica metaestable de este sistema (-28°C, Davis *et al.*, 1990). Por extensión, se ha adoptado el mismo sistema para la columna de Montenegro, dada la ausencia de datos de temperaturas eutécticas en esta columna. Por otra parte, no se ha detectado presencia de clatratos en ninguna de las inclusiones analizadas.

IF	Descripción	FIA	Th	T _{m ice}	T _n	Te	Salinidad
1	P a Q1	1	114,4-115	-10,4/-10,6	-49	-30	14,36-14,57
2	P a Q1	1	118,9-119,9	-10,3/-10,5	-48		14,25-14,46
3	P a Q2	2	121,6-122,5	-11,8/-12,0	-52		15,76-15,96
4	P a Q2?	2	123,2-124,2				
5	P a Q2	2	122,7-123,7	-12,0/-12,3	-60		15,96-16,24
6	P a Q2	2	127,7-127,8	-11,6/-11,8	-49		15,57-15,76
7	P a Q2	3	130,7-131,7	-8,1/-8,3	-47	-31?	11,81-12,05
8	S a Q2	4	146,6-146,7	-11,7/-12,0	-47,5		15,67-15,96
9	P a Q3	5	127,0-128,0				
10	P a Q3	6	139,4-140,4				
11	P a Q3	7	140,9-141,2	-7,8	-47,5	-27	11,46
12	S	8	152,2-153,2	-7,8/-8,0	-47		11,46-11,70

Tabla. 7. 1: Datos de la petrografía y la microtermometría de las inclusiones fluidas de los cementos sintaxiales de cuarzo en la columna de El Espino (muestra ESP-3, Fm. Magaña). IF: Inclusión fluida. FIA: Asociación de inclusiones fluidas. Th: Temperatura de homogeneización. T_{m ice}: Temperatura de fusión del hielo. T_n: Temperatura de nucleación. Te: Temperatura eutéctica. La salinidad se ha calculado para un sistema NaCl-H₂O, y está expresada en wt % NaCl eq (Davis *et al.*, 1990). P: Primaria; S: Secundaria. Q1, Q2 y Q3 hacen referencia a los números de la fig. 7.2. C y D.

Muestra	FIA	Descripción	Th (°C)	Tm ice (°C)	Tn (°C)	Salinidad
mov-103	1	S	135,6/136,7			
mov-103	2	P	113,0/115,0			
mov-103	2	S	115,2/116,2			
mov-103	3	S	128,6/130,6			
mov-105	4	Incierto	158,6/159,6			
mov-105	4	Incierto	139,5/140,7	-3,2	-44	5,26
mov-105	4	Incierto	134,1/136,2		-45	
mov-105	4	Incierto	125,5/127,3		-47	
mov-105	5	S	143,0/143,9		-39	

Tabla. 7. 2: Datos de la petrografía y la microtermometría de las inclusiones fluidas de los cementos sintaxiales de cuarzo en la columna de Montenegro (muestras MOV-103 y 105, Fm. Magaña). Ver pie de la tabla anterior para las siglas.

La microtermometría de las inclusiones fluidas en los cementos de cuarzo en la columna de El Espino es indicativa de su precipitación durante progresivas etapas de enterramiento a partir de fluidos con elevadas salinidades:

(1) El cemento de cuarzo luminiscente con textura fibrosa relictas se interpreta como un reemplazamiento pseudomórfico de calcedonia o algún precursor del cuarzo menos estable que éste (ver 1 en fig. 7.2.C). Los paleofluidos presentaban una salinidad elevada, que posiblemente permitió la precipitación de éste precursor silíceo menos estable que el cuarzo. Si se asume un gradiente geotérmico de 30°C/Km y una temperatura en superficie de 20°C, las temperaturas de homogeneización de las inclusiones fluidas implicarían un enterramiento de al menos 3100-3300 m, consistente con una edad Barremiense tardío-Aptiense temprano. Las edades se han calculado sobre la base de cortes parcialmente restituidos (Guimerà *et al.*, 1995; Mas *et al.*, 2003).

(2) El cemento de cuarzo no luminiscente con Th=122-128 °C implicaría profundidades de enterramiento de al menos 3400-3600 m, consistentes con una edad Aptiense tardía o Albiense temprana.

(3) El cemento de cuarzo bandeado que rellena microfracturas desarrolladas sobre la fase 2, presenta temperaturas similares al cemento anterior, pero otras posteriores que alcanzan los 141°C, que posiblemente se formaran bajo condiciones de enterramiento superiores a las del cemento 2.

Hay que señalar que esta interpretación cronológica se realiza exclusivamente para los cementos de la columna de El Espino. Se trata de la columna estratigráfica que presenta un mayor desarrollo de los cementos de cuarzo, lo que ha permitido la realización de este estudio petrográfico y microtermométrico de las inclusiones fluidas. No obstante, esta caracterización es

probablemente indicativa de la complejidad de los procesos de cementación por cuarzo en las areniscas del Gr. Tera. Se trata de procesos de precipitación discontinua o episódica. Asimismo, Ochoa (2006) describe dos fases de cementación por cuarzo utilizando SEM-CL en las areniscas del Gr. Urbión (Valanginiense-Aptiense Inferior) dentro de esta misma cuenca.

En el caso de Montenegro, la información aportada por el estudio petrográfico y microtermométrico es menor que en el caso de El Espino. Las temperaturas de homogeneización se encuentran en el mismo rango. En cuanto a las salinidades, sólo se ha podido determinar la T_m ice de una inclusión fluida de origen incierto, debido al pequeño tamaño de las inclusiones fluidas. El valor de salinidad es sustancialmente inferior a los valores de El Espino, aunque por tratarse de un único dato en una inclusión de origen incierto no se considera representativo.

7.2.1.2. Origen de los cementos sintaxiales de cuarzo:

Los cementos sintaxiales de cuarzo constituyen una de las fases diagenéticas principales en las areniscas, por lo que su origen ha sido ampliamente estudiado. Las fuentes principales de cemento de cuarzo según Worden y Morad (2002) son las siguientes:

- Reacciones con feldespatos y minerales de la arcilla.
- Disolución por presión de granos de cuarzo del esqueleto y reprecipitación como cemento.
- Fuentes externas a las areniscas, como son las lutitas intercaladas.

En el caso que nos ocupa, los cementos entre los granos de cuarzo del esqueleto presentan contactos largos o concavo-convexos, estimándose un acortamiento vertical del 15 % según Mitra y Beard (1980). Atendiendo a la figura 6 de este trabajo, y considerando un empaquetamiento ortorómbico para las areniscas, la cantidad de cemento de cuarzo que se podría generar es de un 3% aproximadamente. Este porcentaje de cuarzo es próximo a los porcentajes medios de cemento de cuarzo en el área de estudio, que oscilan entre 1,5 y 3,8 % (fig. 6.11). Por lo tanto, consideramos que la fuente principal de cuarzo debió ser intraestratal, y posiblemente relacionada con la disolución de granos de cuarzo del esqueleto y reprecipitación como cementos sintaxiales. También es posible que las reacciones de transformación de las epimatrices de caolín (en los feldespatos potásicos) a epimatrices de illita generasen cuarzo, como se verá en el apartado 7.4.

Asimismo, los procesos metamórficos hidrotermales (apartado 7.5) afectaron a las areniscas del Gr. Tera, presentando éstas fracturas de gran tamaño (hasta 60 cm), rellenas entre otras fases por cementos de cuarzo. Por ello, no se puede descartar una fuente de cuarzo

hidrotermal para los cementos sintaxiales de cuarzo. En el estudio microtermométrico de los cementos sintaxiales de cuarzo (tablas 7.2 y 7.3) no se han detectado temperaturas características de un metamorfismo hidrotermal. Esta fuente hidrotermal sería más probable en las columnas más afectadas por el metamorfismo (zona del anticlinal de El Pégado).

La temperatura de precipitación de los cementos de cuarzo es un tema de gran importancia, puesto que afecta a la estabilidad de los componentes de las areniscas durante su enterramiento y controla las tasas de disolución, difusión y precipitación de la sílice (Worden y Morad, 2000, Milliken, 2005). La temperatura mínima de precipitación del cuarzo se ha establecido en 75-80°C (Walderhaug, 1994; Worden y Morad, 2000; Walderhaug, 2001). No obstante, en el trabajo de Walderhaug (1994) se habla de la parte inferior y superior de la “ventana de precipitación de cemento de cuarzo”, observando cementos de cuarzo que no presentan inclusiones fluidas en el rango inferior de temperaturas de dicha ventana. Interpretan que se trata de areniscas que atravesaron rápidamente la parte inferior de la ventana de precipitación del cuarzo, descartando un proceso de *stretching* o expansión que hubiera modificado las Th originales, como proponían Osborne y Haszeldine (1993). Otros autores también han descrito precipitación de cementos de cuarzo durante el enterramiento profundo (>2.500 m) y a temperaturas superiores a 84°C (Giles *et al.*, 1992) y entre 90-140°C (Gluyas *et al.*, 1993). En este último trabajo se propone que la cementación por cuarzo no depende directamente de la profundidad de enterramiento. Consideran que se trata de un proceso restringido en el tiempo, que tiene lugar durante o inmediatamente después de periodos de fuerte subsidencia. Por lo tanto, no se trata de una cementación continuada durante el enterramiento. Esta interpretación es coherente con las distintas fases de cementación por cuarzo observadas en las areniscas del Gr. Tera, que precipitaron a distintas temperaturas.

Las Th registradas en inclusiones fluidas primarias en cementos sintaxiales de cuarzo del Gr. Tera varían entre 113-141°C. En la columna de El Espino, la petrografía detallada mediante SEM-CL ha permitido determinar que se trata de FIAs con temperaturas de homogeneización consistentes (en el sentido de Goldstein y Reynolds, 1994), por lo que se descarta un proceso de *stretching* o expansión. Por tanto se considera que las temperaturas de precipitación de los cementos sintaxiales de cuarzo del Gr. Tera se encontraban entre 110-140°C, lo que proporciona un cálculo de profundidades de entre 3.100-3.600 m, y una edad aproximada Barremiense-Albiense o posterior (estimaciones para la columna de El Espino, ver apartado anterior).

7.2.2. CEMENTOS CARBONÁTICOS

Presentan un carácter oclusivo. Se observan varias generaciones, en las que se suceden distintos minerales carbonáticos con distintas texturas. Se trata de cementos con mucha capacidad para reemplazar, especialmente el de anquerita. Reemplazan tanto a otros cementos

(sintaxial de cuarzo, *pore filling* de caolinita), como a granos detríticos: fundamentalmente feldespatos (fig. 6.10.E), pero en ocasiones también corroen granos de cuarzo (fig. 6.10.B). En este apartado se procederá a la descripción e interpretación de los distintos cementos carbonáticos que aparecen en las areniscas del Gr. Tera por orden cronológico.

7.2.2.1. Cemento de calcita no ferrosa euhédrico:

Se trata de un cemento constituido por cristales aislados con una composición media (Sr_{0,094} Mg_{0,417} Na_{0,028} Fe_{0,140} Mn_{0,080} Ca_{99,240}) (CO₃)₁₀₀ y un índice Mg/Ca= 0,004 (n=31, anexo 12). Presenta un aspecto limpio y tinción rosa (fig. 6.10.C y E). Las morfologías son muy euhédricas, casi romboidales y puede presentar dos familias de líneas de exfoliación. No es luminiscente (figs. 6.10.C, D y 7.3). Presenta tamaños medios de entre 150-300 µm, dependiendo del tamaño de grano de la muestra. El tamaño de estos cementos es equivalente al de los granos del esqueleto. Las inclusiones fluidas son muy escasas y de tamaño muy pequeño (<2µm). Se trata de FIAs constituidas exclusivamente por inclusiones fluidas monofásicas líquidas. En general, aparece rodeado por un cemento de calcita ferrosa teñido de azul, que presenta luminiscencia naranja (figs. 6.10.C y E, y 7.3) Este cemento de calcita ferrosa es claramente posterior. Sus características se describen en el apartado 7.2.2.2.

El cemento de calcita no ferrosa aparece en la Fm. Ágreda (zona Sur, columna de Almajano), en la Fm. Magaña (zona Norte: columnas de Montenegro y Almarza; zona Sur, columna de Trévago) y en la Fm. Sierra de Matute (zona Sur en Almajano y el Collado). Se encuentra claramente relacionado con petrofacies ricas en fragmentos de roca carbonática. Se distingue de los fragmentos de roca de calcita esparítica porque éstos últimos presentan un aspecto más redondeado y por presentar una tinción rosa más suave (fig. 6.10.C y E). Por presentar un tamaño muy equivalente a los granos detríticos consideramos que posiblemente este cemento ocupe el espacio de un precursor detrítico que se hubiera disuelto previamente.

Desde un punto de vista interpretativo, consideramos que se trata de un cemento temprano, previo a deformaciones significativas relacionadas con la compactación mecánica, y de carácter meteórico freático, basándose en las siguientes características petrográficas:

- Su composición es no ferrosa y es no luminiscente, ambas características consistentes con la precipitación a partir de aguas meteóricas.
- Las FIAs constituidas exclusivamente por inclusiones fluidas monofásicas líquidas son características de atrapamiento por debajo de los 50°C. Para descartar un proceso de *necking down* (estrangulamiento) de inclusiones bifásicas de mayor temperatura sería necesaria la presencia de inclusiones fluidas monofásicas líquidas de distintos tamaños (Goldstein y Reynolds, 1994). En nuestro caso, sólo se han observado inclusiones fluidas de tamaño muy

pequeño. Puesto que el resto de características parecen señalar a un origen temprano, parece poco probable que existiera un proceso de este tipo. Por ello, se puede considerar que dichas inclusiones no están significativamente fuera de su campo de estabilidad.

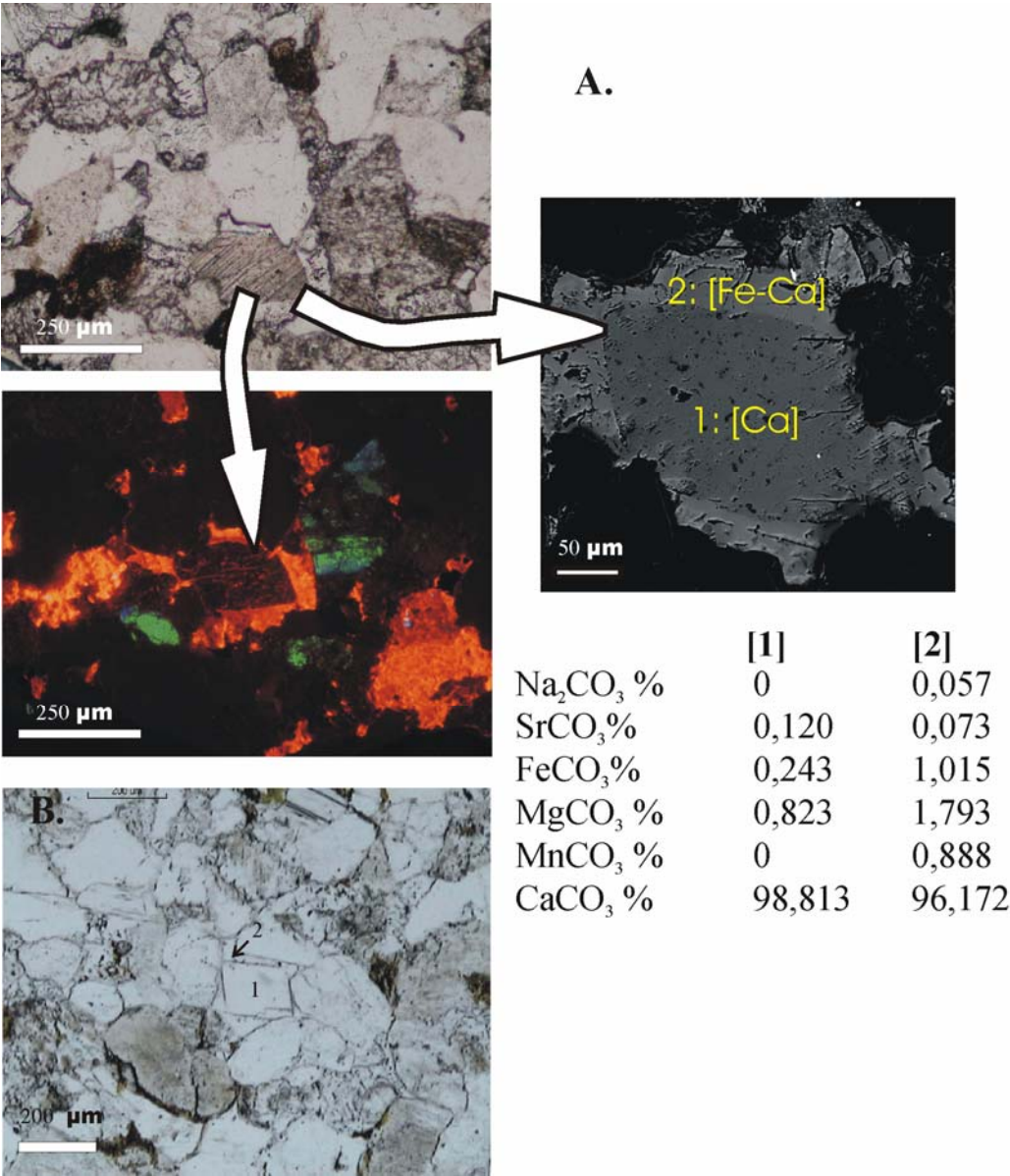


Fig. 7.3. Aspecto de los cementos de calcita no ferrosa. Columna de Montenegro, Fm. Magaña. A. Aspecto en nicoles paralelos, catodoluminiscencia y microsonda electrónica (BSE). Nótese la diferencia composicional entre (1) calcita no ferrosa y (2) calcita ferrosa. B. Aspecto en nicoles paralelos del cemento de calcita no ferrosa. Presenta una morfología idiomorfa y se encuentra rodeado por el cemento de calcita ferrosa (2).

7.2.2.2. Cementos de calcita no ferrosa posteriores al euhédrico:

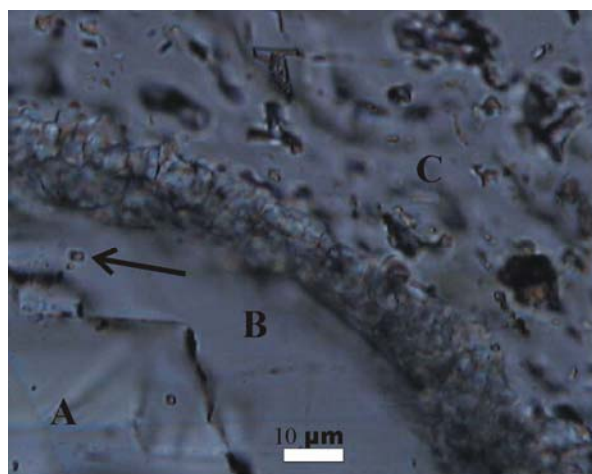
En algunas ocasiones se pueden distinguir hasta tres etapas de crecimiento de los cementos de calcita no ferrosa. Se trata de cementos sintaxiales con respecto al cemento euhédrico. La primera etapa presenta líneas de exfoliación y se corresponde con los cementos de calcita no ferrosa euhédricos descritos en el apartado 7.2.2.1. Los otros dos cementos (B y C de la figura 7.4), presentan también composiciones no ferrosas y tinción rosa, pero no se observa el desarrollo de líneas de exfoliación. Son asimismo no luminiscentes. La composición media de estos cementos es equivalente a la expresada para los cementos euhédricos. El anexo 12 anteriormente citado refleja la composición media de los cementos de calcita no ferrosa no luminiscente.

El cemento B (fig. 7.4) presenta una superficie muy pequeña (20-30 μm), y en él se observan inclusiones fluidas muy escasas y pequeñas (2 μm), bifásicas y con índices L:V elevados. Pueden presentar forma de cristal negativo (flecha fig. 7.4). El cemento C presenta inclusiones fluidas más abundantes y de mayor tamaño (tamaño medio 5 μm), con morfologías muy irregulares, en general monofásicas líquidas, aunque ocasionalmente aparecen inclusiones fluidas bifásicas.

Dado el pequeño tamaño de las inclusiones y la escasez de inclusiones bifásicas, sólo se han podido realizar dos medidas de Th. La inclusión fluida de B presenta forma de cristal negativo. La Th obtenida ha sido 121,8-122,8°C. Se considera que se trata de una inclusión fluida o bien secundaria o bien que ha sufrido un proceso de recrystalización. Por lo tanto, no reflejaría la temperatura de precipitación de el cemento, sino de un fluido posterior.

La inclusión fluida medida en C presenta un origen primario (por su relación con las caras del cristal), una morfología muy irregular y una Th=64 \pm 1°C. En general, las FIAs con inclusiones fluidas monofásicas líquidas de morfologías muy irregulares suelen ser características de procesos de recrystalización. Por lo tanto, este cemento posiblemente se encuentre recrystalizado y la Th refleje posiblemente la temperatura de recrystalización.

La temperatura de recrystalización relativamente baja (64 \pm 1°C) sugiere un enterramiento somero, aunque superior al de los cementos de calcita no ferrosa euhédricos. Se interpreta que los cementos B y C son también freáticos meteóricos, aunque posteriores a los cementos euhédricos (A).



Cemento	Th (°C)
A	<50
B	121,8-122,8
C	64±1

Fig. 7.4: Cementos de calcita no ferrosa. **A.** Cristal idiomorfo de cemento euhédrico. **B.** Cemento posterior al euhédrico. Obsérvese la inclusión fluida bifásica con forma de cristal negativo y posiblemente secundaria. (Flecha) **C.** Cemento posterior a B, con abundantes inclusiones fluidas monofásicas líquidas con morfología muy irregular. Ocasionalmente se observan inclusiones bifásicas. NP, MOV-105.

7.2.2.3. Cemento de calcita ferrosa:

Se trata de un cemento con textura syntaxial o en mosaico. Su composición media es de (Sr_{0,123} Mg_{1,283} Na_{0,042} Fe_{0,262} Mn_{0,600} Ca_{97,689}) (CO₃)₁₀₀ y un índice Mg/Ca= 0,013 (n=32, anexo 13). Suele presentar un aspecto limpio, tinción azul u ocasionalmente morada (fig. 6.10.C, E y G) y luminiscencia anaranjada intensa (fig. 6.10.C y D). Puede postdatar a los cementos de calcita no ferrosa (fig. 6.10.C y E) o aparecer de forma independiente en el espacio intergranular (fig. 6.10.G). Cuando aparece postdatando a los cementos de calcita no ferrosa rellena la porosidad remanente entre dichos cementos y los granos del esqueleto, no alcanzando tamaños muy grandes (tamaños medios <100 μm). Cuando aparece de forma independiente, suele presentar tamaños mayores (tamaño medio 300 μm). En este caso, suele rodear a granos carbonáticos (fig. 6.10.G) o placas de equinodermo a modo de cemento syntaxial.

Este cemento presenta inclusiones fluidas bifásicas, de tamaño pequeño (2-5 μm), con morfologías alargadas, irregulares o de cristal negativo e índices L:V en torno a 90:10. Sólo se han podido hacer dos medidas microtermométricas, debido al pequeño tamaño de estas inclusiones. Se trata de dos inclusiones fluidas de origen incierto, que presentan Th= 135,0-136,0 y 136,7-137,7 °C. Estas temperaturas pueden reflejar la temperatura mínima de los paleofluidos que generaron este cemento, aunque han podido verse modificadas como consecuencia de los procesos de deformación posteriores.

Se trata de un cemento posiblemente mesodiagenético, por su composición ferrosa y porque postdata los cementos de calcita no ferrosa. Esta secuencia implica un progresivo incremento en la cantidad de Fe de los fluidos cementantes. Este cemento de calcita ferrosa presenta características petrográficas muy similares a los descritos por Benito y Mas (2002) en los materiales infrayacentes: la Fm. Torrecilla en Cameros, de edad Kimmeridgiense Inferior. Consideramos que los cementos de calcita ferrosa se correlacionan con los descritos por Benito y Mas (2002), aunque los cementos del Gr. Tera presentan un mayor contenido en Fe, probablemente debido al mayor contenido en Fe en las areniscas. Por esta razón, los cementos

de calcita ferrosa del Gr. Tera presentan colores de tinción azules más intensos. Los fluidos que dieron lugar a la precipitación de este cemento se generaron en ambientes progresivamente más reductores durante el enterramiento mesodiagenético.

7.2.2.4. Cemento de anquerita *saddle* calcitizada:

Denominamos cemento de anquerita *saddle* calcitizada a una fase cementante de aspecto sucio, con morfologías de tipo *saddle* o barrocas. La composición original de este cemento no ha podido ser determinada, por lo que podría tratarse de otro carbonato, como la dolomita. Utilizamos el término anquerita por similitud petrográfica con los cementos de anquerita *saddle* observados en la formación infrayacente (Fm. Calizas con corales de Torrecilla en Cameros), en la cual sí se han encontrado relictos de la anquerita original (Benito y Mas, 2002), así como por la presencia de frecuentes inclusiones sólidas de óxidos de Fe en este cemento.

Se trata de un cemento de tipo mosaico. La calcita reemplazante presenta composición media de (Sr_{0,078} Mg_{0,605} Na_{0,171} Fe_{0,874} Mn_{0,040} Ca_{98,232}) (CO₃)₁₀₀ y un índice Mg/Ca= 0,006 (n=40, anexo 14). Presenta tamaños muy variables, con medias de 200-300 µm. Aparece muy frecuentemente como reemplazamiento de componentes del esqueleto. Como se ha señalado en el apartado 6.2.3, la anquerita no reemplaza selectivamente un componente de la arenisca, aunque sí se observa un reemplazamiento preferencial de los feldespatos potásicos (figs. 6.10.C, D y F). Se trata de un reemplazamiento con un carácter muy agresivo, llegando a reemplazar a otros cementos carbonáticos y a corroer los granos de cuarzo. En CL normalmente muestra un aspecto no luminiscente. En algunos casos las anqueritas no luminiscentes presentan pequeñas inclusiones sólidas con luminiscencia anaranjada.

El aspecto sucio de este cemento se debe a las inclusiones sólidas de óxidos e hidróxidos de Fe. Presenta abundantes inclusiones fluidas monofásicas líquidas con morfologías muy irregulares y tamaños muy variables (entre 2-35 µm). No se ha podido determinar el origen de las inclusiones fluidas en la anquerita, aunque sus morfologías irregulares y sus tamaños variados podrían ser indicativos de un proceso de recristalización (Goldstein y Reynolds, 1994). Los intentos de nucleación de burbujas para la determinación de la T_m ice mediante calentamiento han sido infructuosos. Se calentaron las muestras en un horno a 175°C durante ocho horas, y se enfriaron posteriormente en un frigorífico convencional para intentar favorecer la nucleación de burbujas. Al comprobar que éstas no se habían nucleado, se procedió a aumentar el calentamiento hasta 200°C con el mismo procedimiento. Posteriormente las muestras se enfriaron en congelador convencional (aproximadamente -20°C), pero tampoco en este caso se consiguió la nucleación de burbujas.

El cemento de anquerita es posterior a los cementos carbonáticos anteriormente descritos (fig. 6.13.C, D y G, cemento número 2), al cemento syntaxial de cuarzo (fig. 6.10.G), a las epimatrices y *pore fillings* de caolinita y también a los crecimientos de feldespatos potásicos.

La anquerita *saddle* típicamente precipita a partir de fluidos a temperaturas de entre 80-200°C (Spötl and Pitman, 1998). Benito y Mas (2002) interpretan la génesis de este cemento anquerítico como un proceso que tuvo lugar bajo condiciones reductoras muy ricas en Fe y Mg, a una temperatura superior a los 80°C. Asocian la precipitación de este cemento con el metamorfismo hidrotermal que sufrió la Cuenca de Cameros durante el final del Cretácico Inferior y el Cretácico Superior.

El carácter agresivo del reemplazamiento, junto con el idiomorfismo de los cristales de anquerita, son indicativos de una elevada fuerza de cristalización (Milliken, 2005). Según este autor, la fuerza de cristalización elevada caracteriza los reemplazamientos de altas temperaturas.

A partir de las evidencias anteriores, interpretamos que el cemento y reemplazamiento de anquerita *saddle* de las areniscas del Gr. Tera se formó durante el metamorfismo cretácico de la Cuenca de Cameros.

El proceso de reemplazamiento de la anquerita por calcita tendría lugar durante una etapa telodiagenética asociada a la comprensión alpina, que provocó el levantamiento tectónico de la región y la entrada de aguas meteóricas. La anquerita expulsó gran parte del Fe de su estructura, quedando éste concentrado en las caras cristalográficas y como inclusiones de óxido e hidróxido de Fe en la calcita.

La anquerita en origen presentaría inclusiones fluidas bifásicas. Al sufrir un proceso de calcitización a baja temperatura dichas inclusiones pasarían a ser monofásicas líquidas. La abundancia de inclusiones fluidas con morfologías irregulares y de tamaños muy variados es un rasgo característico de los procesos de recrystalización (Goldstein y Reynolds, 1994). Por lo tanto, se interpreta que el proceso de calcitización tuvo lugar a partir de fluidos meteóricos freáticos a temperaturas inferiores a 50°C (Goldstein y Reynolds, 1994).

7.2.2.5. Cemento de dolomita:

Se trata de un cemento muy poco abundante, constituido por cristales aislados. Aparece en la columna de la Póveda hacia techo de la Fm. Magaña. La composición obtenida en un único análisis (como ya se ha señalado esta fase es muy poco frecuente) es de (Sr_{0,001} Mg_{0,508} Fe_{0,010} Mn_{0,015} Ca_{56,060}) (CO₃)₁₀₀. Presenta morfologías rómbicas o más irregulares, aspecto sucio y luminiscencia rojiza. Postdata a los cementos de calcita ferrosa. En muchas ocasiones se observa que los rombos han sufrido un proceso de calcitización, presentando en este caso luminiscencias anaranjadas.

7.2.2.6. Cementos en fracturas:

Rellenando fracturas aparecen cementos de calcita ferrosa y no ferrosa. Los cementos de calcita ferrosa son anteriores a los de calcita no ferrosa. Se trata de fracturas de pequeño tamaño (100 μm de anchura) que atraviesan las areniscas del Grupo Tera.

El cemento de calcita ferrosa en fracturas (fig. 6.10.G, cemento número 3) presenta un aspecto claro y tinción azul. Suele observarse una luminiscencia anaranjada más o menos intensa. En las fracturas de mayor tamaño se pueden observar bandeados con luminiscencia naranja y bandas no luminiscentes. Se observan inclusiones fluidas muy poco abundantes y de tamaño muy pequeño (2 μm). Se trata siempre de inclusiones fluidas monofásicas líquidas. Por el pequeño tamaño de estos rellenos de fractura, sólo se ha podido realizar un análisis isotópico de este cemento, aportando los siguientes valores: $\delta^{13}\text{C} = -6,83 \text{ ‰}$ and $\delta^{18}\text{O} = -8,09 \text{ ‰}$ (columna de San Felices, tabla 7.5).

El cemento de calcita ferrosa en fracturas postdata a todos los cementos carbonáticos anteriores (fig. 6.13.G, cemento número 3). Las inclusiones monofásicas líquidas, junto con el valor isotópico (negativo en $\delta^{13}\text{C}$, Allan y Matthews, 1982; James y Choquette, 1990) son probablemente indicativas de un ambiente meteórico. La precipitación de este cemento tendría lugar a temperaturas posiblemente inferiores a 50°C (Goldstein y Reynolds, 1994).

La calcita no ferrosa presenta aspecto limpio, tinción rosada y en general es no luminiscente. Se observan inclusiones fluidas escasas, monofásicas líquidas y de tamaño muy pequeño (2 μm). Debido a su pequeño tamaño, sólo se ha podido realizar un análisis de isótopos estables en este cemento, con resultados de $\delta^{13}\text{C} = -7,39 \text{ ‰}$ and $\delta^{18}\text{O} = -7,91 \text{ ‰}$ (columna de Magaña, tabla 7.5). Por las razones justificadas anteriormente para el cemento precedente consideramos que este cemento presenta asimismo un origen meteórico.

La evolución del relleno de estas fracturas de un cemento de calcita ferrosa a otro no ferroso es una evolución lógica dentro de un contexto telodiagenético. Estos cementos posiblemente se encuentren rellenando fracturas generadas durante la compresión alpina, que provocó la progresiva exhumación de los depósitos del Gr. Tera y la entrada de aguas meteóricas. Dichas aguas meteóricas también provocarían la calcitización del cemento de anquerita *saddle*.

El anexo 15 recoge las composiciones químicas de los cementos carbonáticos en fracturas, indicando su luminiscencia.

7.2.3. FELDESPATO (s.l.)

Los cementos feldespáticos son recrecimientos de granos feldespáticos que no crecen en perfecta continuidad óptica con los granos detríticos, sino con una ligera diferencia que retarda o adelanta la extinción respecto al grano (Worden y Rushton, 1992). Por lo general, estos recrecimientos presentan un aspecto más limpio que los granos detríticos y morfologías desde idiomorfás (fig. 6.10.I) a subidiomorfás (fig. 6.10.J). Como se ha señalado en el apartado 6.2.3., se pueden distinguir dos tipos de cementos de composición feldespática: cementos de feldespato potásico y cementos de albita. Los cementos de feldespato potásico son muy poco abundantes en la Fm. Ágreda y presentan tamaños muy reducidos (fig. 7.5.A y B). Presentan una composición química más pura en el cemento de feldespato potásico que el grano detrítico (fig. 7.5.A y B). En las Fms. Magaña y Sierra de Matute son más abundantes y se encuentran albitizados (figs. 6.10.I y J, 7.5.C). Asimismo, se observa que los cementos de albita también presentan una composición más pura que los granos (fig. 7.5.C). Los cementos de albita se forman sobre las albitas detríticas (fig. 6.10.U) o sobre las plagioclasas polisintéticas (figs. 6.10.I, K y L). En este último caso se observa una continuidad óptica entre la macla de la plagioclasa y la macla del cemento (figs. 6.10.I, K y L). Este tipo de cementos pudieron presentar una composición inicialmente distinta y ser posteriormente albitizados, o generarse durante el propio proceso de albitización. En CL los tres tipos de recrecimientos son siempre no luminiscentes, por lo que se distinguen bien sólo en los granos que presentan luminiscencia (fig. 6.8. E y F).

Los cementos de feldespato potásico pueden aparecer corroídos por cementos de cuarzo (fig. 6.10.J), por lo que son anteriores a éste. La precipitación de cementos de feldespato potásico requiere actividades elevadas de sílice e índices K^+/H^+ elevados (Morad *et al.*, 2000). Los cementos de feldespato potásico serían probablemente reemplazados por albita durante la mesodiagénesis (ver apartado 6.4). El proceso de albitización y la génesis de los cementos de albita podrían ser procesos simultáneos. Una hipótesis alternativa sería que estos cementos ya existieran en el momento de la albitización.

7.12.4. MINERALES DE LA ARCILLA

El *pore filling* de caolinita es muy temprano (eodiagenético), anterior a la compactación mecánica y a los cementos de cuarzo. Su génesis está asociada a la formación de epimatrices de caolinita. Para la precipitación de caolinita se requieren aguas intersticiales con carácter ácido, con índices $(K^+, Na^+)/H^+$ bajos, así como un mecanismo para removilizar el exceso de SiO_2 , K^+ y Na^+ (sistema abierto) (Bjørlykke, 1998). Estas condiciones geoquímicas se producen según este autor con un flujo de aguas meteóricas a escasa profundidad. Como las areniscas estudiadas son fluviales, pudieron ser lavadas por aguas meteóricas después de su sedimentación. Worden y Morad (2003) consideran que la caolinita eodiagenética se forma asociada a ambientes

continentales, cálidos y húmedos. Se trataría por lo tanto de cementos (y epimatrices) con edad posiblemente Tithoniense.

La illitización del caolín se ve favorecida por índices K^+/H^+ altos, relación agua/roca baja (Morad *et al.*, 2000). La illita pseudomorfiza los abanicos de caolín. Este proceso de reemplazamiento tiene lugar a temperaturas relativamente altas que varían según los autores. Según Wilson y Stanton (1994) la illitización ocurre por encima de 100°C. Para Larson *et al.* (2002) la illitización del caolín es la consecuencia de la desestabilización termodinámica del feldespató potásico y de la caolinita en un sistema cerrado dentro de un intervalo de temperaturas de 120-140°C. Estos autores además señalan que la illitización a menudo coincide con periodos tectónicamente activos en los que se incrementa el flujo térmico y la fracturación.

Como se ha indicado en el apartado 6.2.3., el caolín se conserva (sin haber sufrido transformación a illita) casi exclusivamente en la Fm. Magaña de la columna de Almajano. Los datos de cristalinidad de la illita de esta columna (Barrenechea *et al.*, 2001) la sitúan dentro del campo de la diagénesis. Las columnas de Almarza, Pradillo y El Espino se encuentran dentro del mismo campo (tabla 7.3), mientras que Montenegro sitúa en la anquizona, El Collado en el límite anquizona-epizona (Barrenechea *et al.*, 2001), San Felices y Valdegutur en dicho límite (tabla 7.4), y Ágreda en epizona (Barrenechea *et al.*, 2001). Se interpreta que la columna de Almajano es la única que conserva la caolinita por su posición marginal dentro de la cuenca (fig. 1.3.). Las columnas de Pradillo, Almarza y El Espino probablemente estén aportando datos de cristalinidades de la illita afectados por la composición global de estas muestras. Se trata de areniscas muy ricas en fragmentos de roca carbonática y cementos carbonáticos. Esta composición pudo retrasar el proceso de illitización (Wilson y Bain, 1970, Zingg *et al.*, 1976, Duba y Williams-Jones, 1983, Alonso Azcárate *et al.*, 1995), provocando un aumento de los valores de cristalinidad de la illita, pudiendo señalar al campo de la diagénesis aunque las areniscas hayan sufrido condiciones de anquizona, por ejemplo.

Como se ha señalado en el apartado 6.3.2., se han observado muy ocasionalmente cementos de illita paralelos al borde del grano detrítico (*pore lining* de illita, figs. 6.13. M y N). Debe tratarse de un cemento eodiagenético por estar en contacto con los granos detríticos.

Muestra FWH	M		Formación
	2-Theta °		
PRA7	0,48	Magaña	Diagénesis
ALMA3	0,65	Magaña	Diagénesis
ALMA6	0,53	Magaña	Diagénesis
ALMA8	0,68	Magaña	Diagénesis
ALMA12	0,46	Magaña	Diagénesis
ALMA15	0,78	Magaña	Diagénesis
ARZA2	0,64	Matute	Diagénesis
ARZA4	0,63	Matute	Diagénesis
ARZA8	0,66	Matute	Diagénesis

ARZA12	0,75	Matute	Diagénesis
1SAN2	0,23	Ágreda	Epizona
3SAN10	0,30	Magaña	Anquizona
3SAN11	0,26	Magaña	Anquizona-epizona
3SAN30	0,23	Matute	Epizona
ESP101	0,48	Ágreda	Diagénesis
ESP102	0,49	Magaña	Diagénesis
VUR108	0,28	Magaña	Anquizona-epizona

Tabla 7. 3. Valores de cristalinidad de la illita y campo al que se adscriben (diagénesis, anquizona y epizona). PRA: Pradillo, ALMA y ARZA: Almarza, SAN: San Felices (series parciales 1 y 3), ESP: El Espino, VUR: Valdegutur. Matute: Fm. Sierra de Matute. Localización en columnas en fig. 1.3.

7.2.5. ÓXIDOS DE HIERRO

Se trata de cementos peliculares y continuos, salvo en el caso de los cementos heredados observados en la columna de El Espino, que facilitan la distinción entre cemento y grano detrítico. Son anteriores a los sintaxiales de cuarzo (fig. 6.10.A), por lo que posiblemente se trate de cementos eodiagenéticos.

7.2.6. PIRITA

Como se ha señalado en el apartado 6.3.2., la pirita aparece reemplazando componentes del esqueleto (fig. 6.10.O). Presentan en general morfologías cúbicas. Al igual que para la anquerita *saddle*, el carácter agresivo del reemplazamiento junto con el idiomorfismo de los cristales son indicativos de una elevada fuerza de cristalización (Milliken, 2005), caracteriza los reemplazamientos de altas temperaturas. Estas piritas de gran tamaño han sido previamente relacionadas con el pico del metamorfismo hidrotermal Cretácico de la Cuenca de Cameros (Alonso-Azcárate *et al.*, 1999). Por tratarse de un reemplazamiento hidrotermal, se describirá con más detalle en el apartado 7.1.5., al igual que las cloritas.

7.3. PROCESOS DE ALBITIZACIÓN

La albitización es el proceso de reemplazamiento de los granos de feldespato potásico o plagioclasa detrítica por albita autigénica. Cuando los distintos tipos de feldespatos en una arenisca muestran composiciones albiticas, siempre cabe discutir si se trata realmente de un proceso diagenético, o si por el contrario, las albitas proceden del área fuente (origen detrítico), puesto que algunas rocas metamórficas de bajo grado contienen feldespatos con una composición muy rica en Na (Trevena y Nash, 1981).

Las Fms. Magaña y Sierra de Matute (SD 2) presentan un importante contenido en granos albiticos, cuyo origen interpretamos como debido a un proceso de albitización basándonos en las siguientes evidencias:

1. La ausencia de feldespatos potásicos, constatada tanto por la ausencia de coloración mediante tinción con cobaltonitrito sódico como por el análisis de microsonda electrónica. Para la Fm. Magaña, composicionalmente el 84,9 % de los análisis se clasificarían como albitas (Ab: 90-100 %) y el 13,8 % de los análisis como oligoclasas (Ab: 70-90 %) y el 1,3 % como andesinas (con Ab: 65-70 %) (fig. 6.6). Para la Fm. Sierra de Matute, un 76,6 % de los análisis se corresponden con albitas (Ab: 90-100 %), 17,5 % con oligoclasas (Ab: 70-90 %) y el 2,8 % con andesinas (con Ab: 64-70 %) (fig. 6.6). En la Fm. Magaña aparecen feldespatos potásicos exclusivamente en la columna de Cidones (subcuenca occidental, fig. 1.3). Dicha columna fue estudiada por Arribas *et al.* (2003) desde el punto de vista de la procedencia. Se observan evidencias de albitización parcial en muchos granos (figs. 6.8.C y D, 7.6.A). Como se verá más adelante, se interpreta que la columna de Cidones, por su procedencia distinta, no sufrió un proceso de albitización tan intenso como el resto de las columnas. Las composiciones determinadas mediante microsonda electrónica están recogidas en los anexos 1 a 4.

2. Los tres tipos morfológicos de feldespatos observados (ver apartado 6.1.2.1) han sido analizados mediante microsonda electrónica obteniéndose composiciones muy similares entre sí siempre muy ricas en Na (ver figuras 6.4.C, 6.5.C y 6.6).

3. La composición de albita es muy pura (Kastner, 1971, Boles, 1982, Walker, 1984, Saigal *et al.*, 1988). En la Fm. Magaña el 31,6% de los análisis se corresponden con albitas muy puras (Ab>99 %). En la Fm. Sierra de Matute el porcentaje de albitas muy puras es de 25,0% (fig. 6.6).

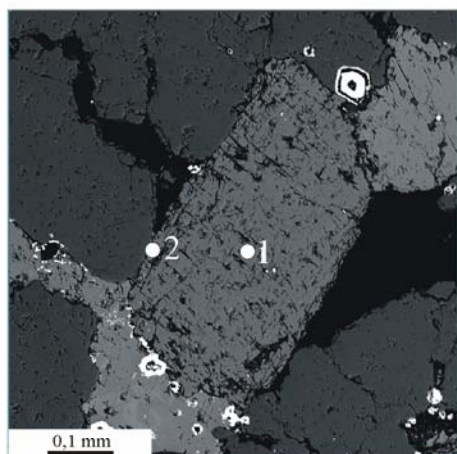
4. La ausencia de CL en gran parte de los feldespatos (Kastner, 1971, Saigal *et al.*, 1988, Ramseyer *et al.*, 1992). La mayor parte de los feldespatos no luminiscentes son muy ricos en albita (fig. 7.8). Se puede observar que los feldespatos no luminiscentes (NL) quedan representados en el polo de la albita (figs. 6.4.B y 6.5.B). A mayor contenido en albita, menor luminiscencia (ver flechas en figs. 6.4.B y 6.5.B). La mayor parte de los feldespatos luminiscentes también quedan representados en el polo de la albita, aunque existe una mayor dispersión que en el caso de los feldespatos no luminiscentes. Esta mayor dispersión puede deberse a que la albitización de estos granos no haya sido total. Esta es la razón por la que muchos granos presentan luminiscencias azules o verdosas tenues (fig. 7.6.A).

5. Evidencias aportadas por la CL de albitización parcial a nivel de grano (Boles, 1982, Ramseyer *et al.*, 1992, Caja, 2004). Los granos más ricos en albita son no luminiscentes, mientras que los que presentan un mayor contenido en Ca presentan en general luminiscencias azul verdosas o restos de luminiscencia azul. Se observan también granos parcialmente luminiscentes (figs. 6.7.F, 6.8.B y 7.6.A), es decir, granos que presentan zonas no luminiscentes

a favor de microfaturas y planos de exfoliación, junto con zonas que preservan la luminiscencia azul o verde original. Asimismo aparecen granos con distintas luminiscencias, como consecuencia de la albitización de los bordes del grano (fig. 7.7.B).

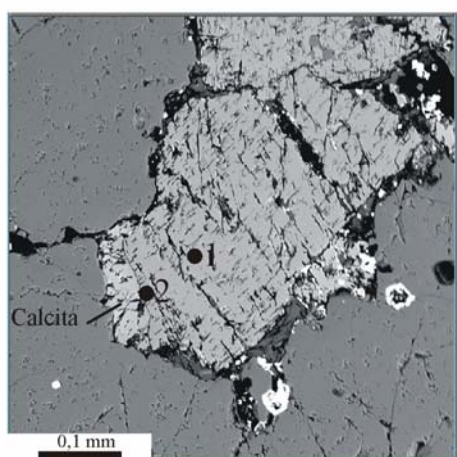
6. Presencia de relictos de feldespato potásico o de la composición de la plagioclasa original (figs. 6.4.A, 6.5.A, 7.6). Dichos relictos a veces se detectan en CL, aunque su distinción resulta más sencilla en la microsonda electrónica.

7. Las inclusiones microscópicas que presentan los feldespatos de tipo 2. La aparición de este tipo de inclusiones es típica de los procesos de albitización (Boles, 1984), y han sido interpretadas mediante observaciones de luz reflejada como vacuolas (Saigal *et al.*, 1988).



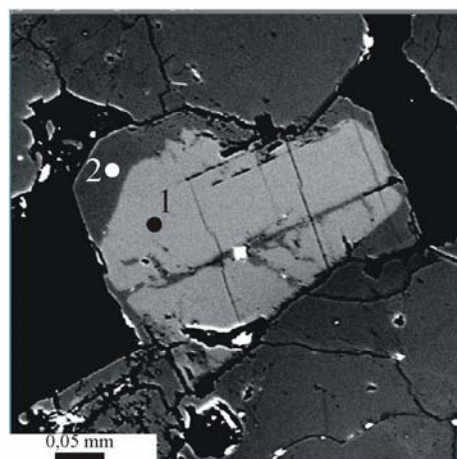
	[1]	[2]
Or %	98,536	98,734
Ab %	1,424	1,110
An %	0,040	0,155

A: Feldespato potásico con cemento syntaxial (BSE). Nótese que la composición del cemento es un poco más pura en potasio que el grano. BLA-1. Fm. Ágreda.



	[1]	[2]
Or %	98,536	98,734
Ab %	1,424	1,110
An %	0,040	0,155

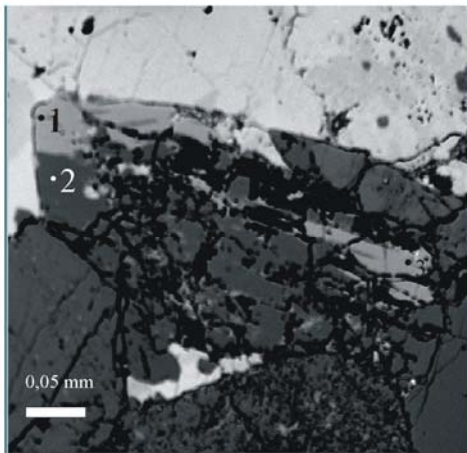
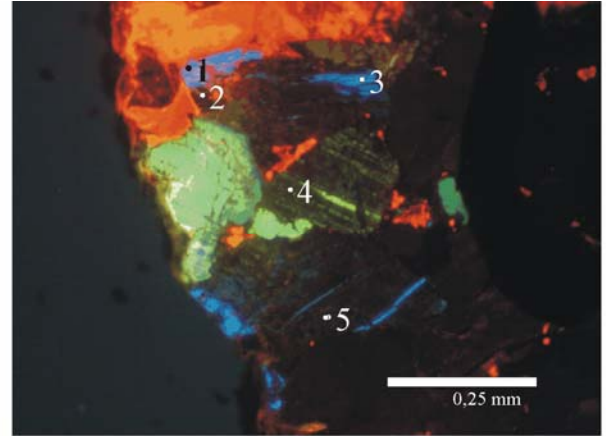
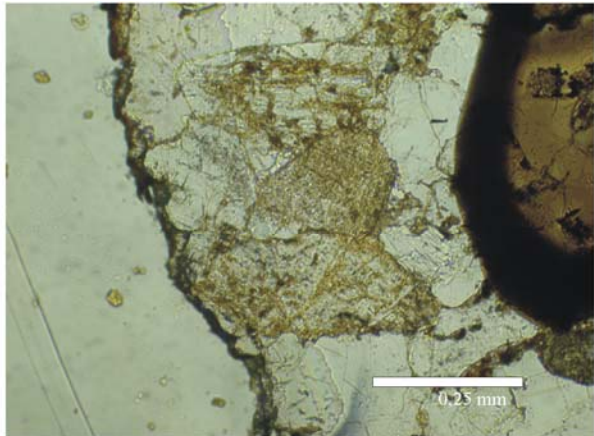
B: Feldespato potásico con cemento syntaxial (BSE). Nótese que la composición del cemento es algo más pura en potasio que el grano, así como el escaso desarrollo del cemento de feldespato potásico, y el cemento de calcita posterior. BLA-1. Fm. Ágreda.



	[1]	[2]
Or %	3,257	0,069
Ab %	64,130	99,710
An %	32,612	0,221

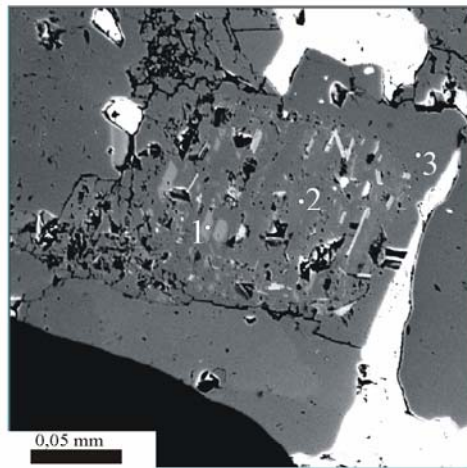
C: Albita detritica (feldespato de tipo 2). La composición del cemento es de albita muy pura. Datos expresados en moles %. ARZA-7. Fm. Sierra de Matute.

Fig. 7.5. Composiciones químicas determinadas mediante microsonda electrónica e imágenes de BSE de los feldspatos del Grupo Tera.



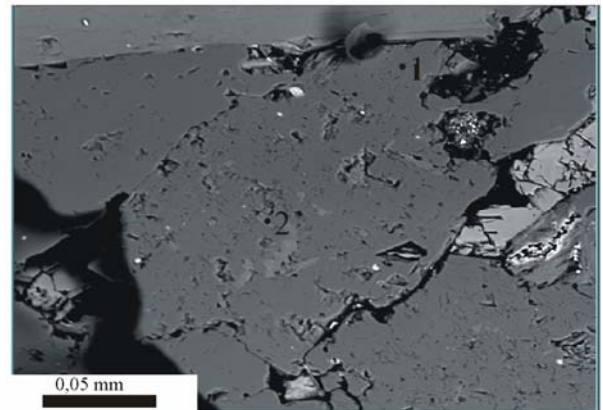
	[1]	[2]	[3]	[4]	[5]
Ab %	3,890	98,030	3,435	92,736	98,625
An %	0,319	0,335	0	4,024	0,282
Or %	95,790	1,635	96,565	3,241	1,093

Fig. 7.6.A: Feldespato K detrítico parcialmente albitizado (análisis 1, 2, 3 y 5) y plagioclasa posiblemente detrítica (análisis 4). Nótese la diferencia de luminiscencia entre las zonas albitizadas y no albitizadas de los feldspatos. Las zonas no albitizadas conservan la luminiscencia azul del feldespato detrítico (análisis 1 y 3), las zonas albitizadas son no luminiscentes y presentan una composición muy rica en albita (análisis 2 y 5). La plagioclasa presenta maclado y luminiscencia verde. Su origen puede ser detrítico o puede haber sufrido también cierta albitización. CID-12A. Fm. Jaramillo de la Fuente.



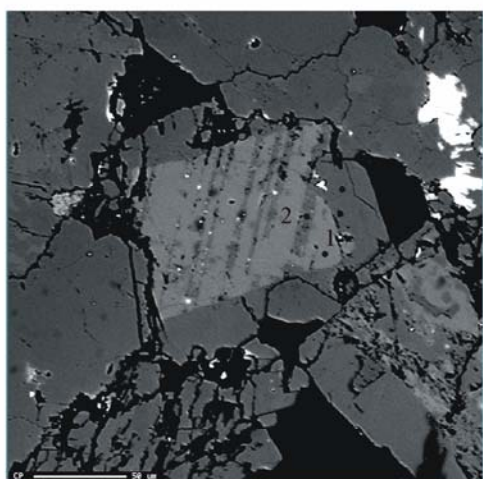
	[1]	[2]	[3]
Ab %	68,271	1,140	0,139
An %	31,501	95,852	99,557
Or %	0,227	3,009	0,745

Fig. 7.6.B: Plagioclasa polisintética posiblemente albitizada. La plagioclasa conserva relictos de la plagioclasa detrítica original (corresponde con una andesina, análisis 1). El cemento (análisis 3) muestra una composición de albita muy pura. 3SAN-9, Fm. Magaña. BSE.



	[1]	[2]
Ab %	95,326	56,570
An %	4,109	2,908
Or %	0,565	40,522

Fig. 7.6.C: Albita (feldespato de tipo 2) que presenta relictos más ricos en feldespato potásico. En CL el grano en conjunto es no luminiscente, sin que se aprecien variaciones en la luminiscencia dentro del mismo. Se interpreta como producto de un proceso de albitización de un grano detrítico que presentaba una composición inicialmente más potásica. MAG-10. Fm. Magaña. BSE.



	[1]	[2]	[3]
Ab %	69,204	89,546	99,421
An %	26,327	9,532	0,538
Or %	4,469	0,921	0,041

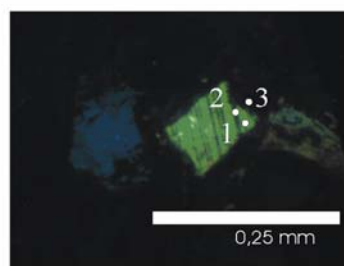
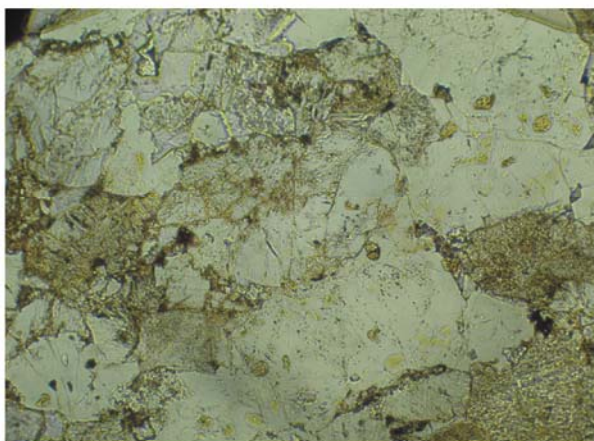


Fig. 7.7.A. Plagioclasa con macla polisintética en BSE y CL. Nótese la diferencia composicional dentro del grano. El límite grano-cemento se observa claramente tanto en BSE como en CL, puesto que el cemento es NL. La composición del cemento es de albita muy pura. Datos expresados en moles %. ARZA-7H.



	[1]	[2]
Ab %	91,947	69,036
An %	5,419	28,270
Or %	2,633	2,694

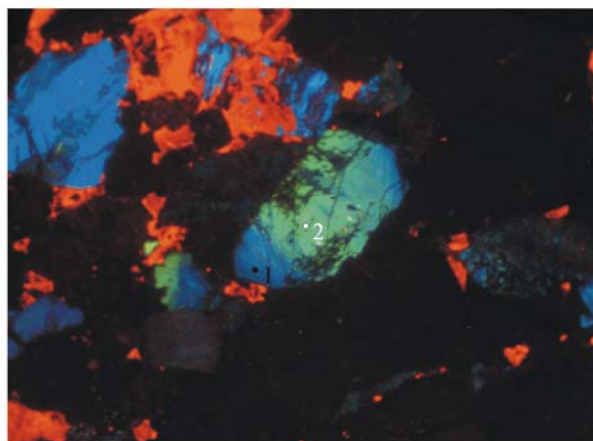


Fig. 7.7.B. Albita detrítica (feldespato de tipo 2). Las diferencias de luminiscencia y de composición pueden ser producto de un proceso de albitización, que afecta preferencialmente a las zonas de borde del grano. CID-12G. NP y CL.

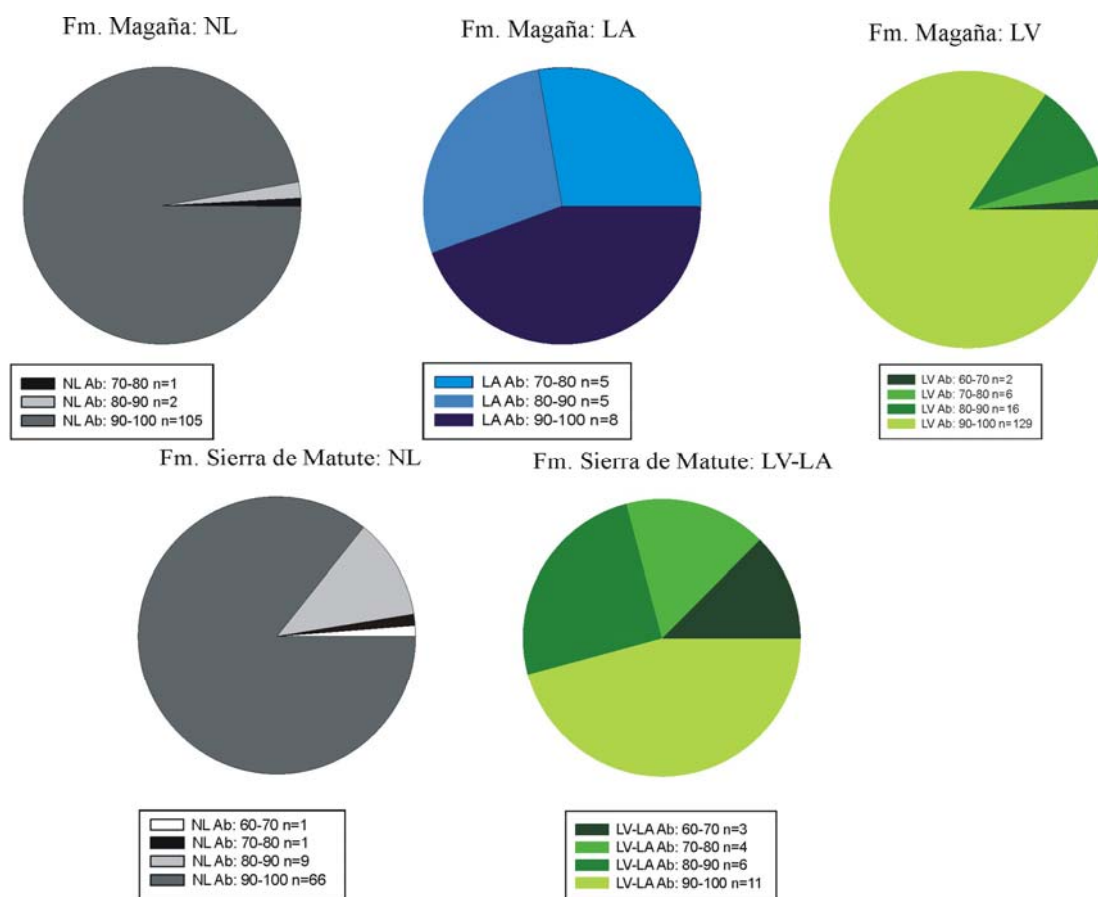


Fig. 7.8: Diagramas de sectores para la composición de las albitas de las Fms. Magaña y Sierra de Matute en función de la luminiscencia (CL). En el caso de la Fm. Sierra de Matute no se han separado las albitas con luminiscencia verde (LV) de las albitas con luminiscencia azulada (LA), puesto que éstas últimas resultaban muy escasas. Obsérvese cómo las composiciones más ricas en albita (Ab: 90-100 %) son más frecuentes entre las albitas no luminiscentes.

Como ya se ha explicado en el capítulo 6, los feldespatos de tipo 1 se interpretan como feldespatos potásicos detríticos. Los feldespatos de tipo 2 muestran un aspecto limpio, morfologías alargadas y se han interpretado como albitas detríticas y los de tipo 3 como plagioclasas polisintéticas detríticas. Consideramos que el proceso de albitización afectó a los tres tipos de feldespatos ya descritos. En el caso de las albitas y plagioclasas detríticas la albitización supondría un incremento en la cantidad de Na composicionalmente menos importante que en el caso de los feldespatos potásicos detríticos. Las diferencias de composición original entre los feldespatos de tipo 2 y los feldespatos de tipo 3 no se conocen puesto que ambos han sufrido el proceso de albitización. En los feldespatos de tipo 3 se han encontrado relictos que presentan la composición de la andesina (fig 7.6.B).

La albitización es un proceso diagenético que tiene lugar a partir de una cierta temperatura. Según Saigal *et al.* (1988) la albitización se produce a partir de 65°C. Ramseyer *et*

al. (1992) consideran que la albitización de las plagioclasas en rocas cenozoicas tiene lugar entre 100°-160°C, y a temperaturas inferiores en rocas mesozoicas. Leichmann *et al.* (2003) relacionan albitas secundarias no luminiscentes con un proceso metamórfico de grado bajo. Ochoa (2006) interpreta dos procesos de albitización en las areniscas del Grupo Urbión de la Cuenca de Cameros, uno de carácter diagenético y otro relacionado con el metamorfismo hidrotermal. En nuestro caso, no relacionamos el proceso de albitización con el metamorfismo hidrotermal de la Cuenca de Cameros, puesto que las evidencias de albitización no sólo se encuentran restringidas a las columnas estratigráficas afectadas por el metamorfismo (fig. 1.3). En dichas columnas los feldespatos presentan un aspecto equivalente al resto de las columnas (microscopía convencional, CL, BSE), siendo su composición química también equivalente. Además, en el sector occidental de la cuenca, no afectado por el metamorfismo, la SD 2 se encuentra también albitizada.

Como ya se ha señalado, en la columna de Cidones (fig. 1.3) existen feldespatos potásicos parcialmente albitizados y feldespatos potásicos no albitizados. Este hecho se puede explicar por la menor abundancia de plagioclasas detríticas en esta columna. Por otra parte, las plagioclasas no aparecen hasta la mitad superior de la Fm. Magaña.

Consideramos que el mecanismo por el que tiene lugar el proceso de albitización es la disolución y reprecipitación, puesto que se ha observado que dicho proceso avanza a favor de zonas de debilidad como son las líneas de exfoliación y los planos de fractura. En dichas zonas de debilidad la disolución del feldespato potásico o de la plagioclasa detrítica es mayor debido a su exceso de energía superficial (Morad *et al.*, 1990).

Con respecto al origen del Na, en la literatura se señalan tipos de fuentes muy diversas. Se consideran como principales (1) la alteración diagenética de las plagioclasas (Morad *et al.*, 1990), (2) la transformación de esmectita a illita en las lutitas intercaladas (Morad, 1986), y (3) la disolución de evaporitas (Saigal *et al.*, 1988).

En nuestro caso, cabría esperar que la Fm. Ágreda estuviera albitizada, puesto que la albitización del feldespato potásico es más común a mayor profundidad y temperatura (Morad *et al.*, 1990). Dado que la Fm. Ágreda (SD 1) no se encuentra albitizada, mientras que las Fms. Magaña y Sierra de Matute (SD 2) sí presentan albitización, relacionamos el proceso de albitización con la presencia de plagioclasas detríticas en la SD 2. En el sector occidental de la cuenca, las Fms. Nuestra Señora de Brezales y Boleras (SD 1) tampoco se encuentran albitizadas. La alteración o disolución de las plagioclasas de la SD 2 y/o la carbonatación de las mismas (hay evidencias de reemplazamientos de plagioclasas por cementos carbonáticos) serían la fuente de Na más probable. Por lo tanto, interpretamos que se trata de una albitización de carácter diagenético pero condicionada por la procedencia. La proporción de plagioclasas detríticas frente a feldespatos potásicos detríticos es muy alta (ver índices P/K en anexos 4 a 10), comparado con el contenido que suele presentar una arcosa.

Otra fuente de Na muy importante son las lutitas intercaladas, ya que los feldespatos tienden a concentrarse preferencialmente en las lutitas. Como se puede ver en las tablas 7.4 y 7.5 y en los datos de difracción de rayos X de Arribas *et al.* (2003), las lutitas intercaladas presentan plagioclasas. Por tratarse de granos de pequeño tamaño, la relación entre superficie y tamaño de grano se maximiza, facilitando así la disolución de los mismos. La compactación de las lutitas liberaría los fluidos ricos en Na (el Na es un catión muy soluble). Asimismo, en las lutitas intercaladas pudieron ocurrir transformaciones de esmectita a illita, que también liberarían Na. La presencia tanto de esmectita, de interestratificados esmectita/illita así como de illita queda confirmada tanto por los datos de este trabajo (tablas 7.4 y 7.5) como por Arribas *et al.* (2003), siendo la illita la fase más abundante.

Muestra	Cuarzo	Dolomita	Calcita	Clorita	Yeso	Plag.	Filosil.	Formaciones
PRA7	6	0	0	0	0	9	85	Magaña
ALMA3	100	0	0	0	0	0	0	Magaña
ALMA6	51	0	49	0	0	0	0	Magaña
ALMA8	6	0	23	59	0	12	0	Magaña
ALMA12	3	0	17	33	0	4	44	Magaña
ALMA15	10	0	50	28	0	12	0	Magaña
ARZA2	5	0	13	0	0	7	75	Matute
ARZA4	5	0	7	27	0	9	51	Matute
ARZA8	4	0	2	46	0	7	41	Matute
1SAN2	7	0	37	0	0	12	44	Ágreda
3SAN10	8	0	38	36	0	18	0	Magaña
3SAN11	5	0	17	13	0	10	56	Magaña
3SAN30	10	0	60	16	0	14	0	Matute
3SAN34	15	0	0	0	18	5	62	Matute
3SAN37	7	0	81	0	12	0	0	Matute
3SAN41	10	0	0	0	10	10	69	Matute
ESP101	6	0	0	0	0	0	94	Ágreda
ESP102	5	0	15	0	0	5	75	Magaña
VUR108	4	25	24	0	0	0	47	Magaña

Tabla 7.4: Estimación semicuantitativa expresada en porcentajes de los principales minerales detectados mediante difracción de rayos X en las lutitas del Gr. Tera. PRA: Pradillo, ALMA y ARZA: Almarza, SAN: San Felices (series parciales 1 y 3), El Espino (ESP) y Valdegutur (VUR). Matute: Fm. Sierra de Matute. Ver localización de las muestras en columnas.

Muestra	Illita	Caolinita	Clorita	Esmectita	Formaciones
PRA7	100	0	0	0	Magaña
ALMA3	100	0	0	0	Magaña
ALMA6	100	0	0	0	Magaña
ALMA8	73	0	27	0	Magaña
ALMA12	67	0	33	0	Magaña
ALMA15	86	0	14	0	Magaña
ARZA2	100	0	0	0	Matute
ARZA4	84	0	16	0	Matute
ARZA8	69	0	31	0	Matute
1SAN2	18	0	0	82	Ágreda
3SAN10	76	0	24	0	Magaña
3SAN11	68	0	32	0	Magaña
3SAN41	78	0	22	0	Matute
ESP101	100	0	0	0	Ágreda
ESP102	100	0	0	0	Magaña
VUR108	100	0	0	0	Magaña

Tabla 7.5. Estimación semicuantitativa expresada en porcentajes de los filosilicatos detectados mediante difracción de rayos X en las lutitas del Gr. Tera en las que ha sido posible la realización de un agregado orientado. Esta tabla es complementaria con la anterior. Por ejemplo, en la muestra ESP-101 hay un 94% de filosilicatos, de los cuales el 100 % son illita.

Finalmente, señalar que no se pueden descartar las fuentes extraestratales de Na. Podemos considerar como fuentes extraestratales posibles la disolución de evaporitas del Keuper o la influencia de los fluidos salinos que debieron liberarse como consecuencia del enterramiento de las formaciones del Jurásico marino infrayacente.

En cuanto a la cronología del proceso de albitización, hay que señalar que es difícil poder precisar a este respecto. Los cementos de feldespatos potásicos son eodiagenéticos y anteriores a los cementos de cuarzo. La albitización de dichos cementos pudo ser simultánea a la génesis de los cementos de albita, pero no se ha podido determinar el momento de la formación de estos últimos. Los cementos de plagioclasa presentan una macla polisintética en continuidad óptica con el grano detrítico (fig. 6.1.I), por lo que dichos cementos pueden ser anteriores a la albitización (Morad *et al.*, 1990) o sincrónicos con el proceso de albitización. Asimismo, se observa que un cemento de calcita postdata los cementos albiticos (fig. 7.9.A y B), que como se explicará a continuación podría ser un subproducto de la albitización. Por lo tanto, consideramos que el proceso de albitización es posterior a los cementos de feldespatos potásicos, y anterior o sincrónico con los cementos de plagioclasa y anterior también a los cementos de calcita asociados a la albitización. Los cementos de origen hidrotermal que rellenan fracturas

también posdata a los cementos de albita (fig. 7.9.C y D). Los cementos de albita son posteriores al cemento de cuarzo (fig. 7.9.E y F).

Se han descrito distintas reacciones para el proceso de albitización de las plagioclasas y de los feldespatos potásicos (Pérez y Boles, 2005; Morad *et al.*, 1990; Morad *et al.*, 2000). La albitización de plagioclasas cálcicas genera como subproductos Ca^{2+} y Al^{3+} (Morad *et al.*, 2000). Los iones son bastante inmóviles, por lo que pueden generar cantidades menores de dickita o laumontita, mientras que los iones de Ca^{2+} pueden disolverse en los fluidos intersticiales o precipitar como calcita o laumontita (Boles, 1982, Helmold y Kamp, 1984, Morad *et al.*, 1990). En nuestro caso, se han observado cementos de calcita asociados a cementos albiticos y granos albitizados (fig. 7.9.A y B), e incluso feldespatos albitizados pseudomorfizados por carbonato (fig. 7.9.B.).

Morad *et al.* (2000) consideran que la albitización del feldespato potásico es un proceso mesodiagenético profundo, mientras que la albitización de la plagioclasa es un proceso mesodiagenético más somero. Sitúan el límite entre mesodiagénesis profunda y somera en unos 3 Km de profundidad y 100°C de temperatura. En nuestro caso, probablemente se trate de un proceso de albitización único, puesto que un fluido capaz de albitizar el feldespato potásico albitizaría también las plagioclasas. Es posible también que se trate de un proceso continuo y progresivo, es decir, que se albiticen primero las plagioclasas y con el aumento de la profundidad de enterramiento sea cada vez más factible la albitización del feldespato potásico. El potasio liberado en la reacción de albitización illitizaría el caolín (Morad *et al.*, 1990). Según Aagard *et al.* (1990) el grado de albitización del feldespato potásico está controlado por la intensidad de la reacción de illitización del caolín, puesto que consideran que la intensidad de la albitización es más sensible a la eliminación del potasio que a los aportes de Na.

Según el modelo de albitización de plagioclasa calculado por Pérez y Boles (2005), la temperatura es uno de los factores principales que favorecen el proceso de albitización. Otros factores son la composición original de la plagioclasa, la tasa de calentamiento, la superficie de los granos y el tiempo. Estos autores calculan que para temperaturas de entre 75-125°C los granos de plagioclasa se albitizan parcialmente, mientras que a temperaturas superiores a 125°C esta albitización es total. En las muestras estudiadas encontramos evidencias de albitización total de los granos de plagioclasa y de albitización parcial (relictos de la composición original, restos de la luminiscencia original). Por lo tanto, basándonos en los trabajos de Morad *et al.* (2000) y de Pérez y Boles (2005), podemos considerar que la albitización tendría lugar a temperaturas de entre 100 y 125°C.

Un caso similar, en el que el proceso de albitización ha estado condicionado por la procedencia y en concreto por la presencia de plagioclasas se ha descrito para el Weald de la cuenca del Maestrazgo por Caja *et al.* (2008a). Llama la atención que ambos procesos de albitización (el descrito por Caja *et al.*, 2008a y el presente trabajo) tengan lugar en las facies

Weald (aunque en edades diferentes) dentro de dos cuencas de Cordillera Ibérica. Hay que señalar que en el caso de la Cuenca del Maestrazgo, es la formación estratigráficamente inferior la que se encuentra totalmente albitizada (Fm. Mora, Berriasiense terminal-Valanginiense, Caja 2004). En los trabajos de Caja *et al.* (2008 a y b) se propone que esta albitización esté provocada por una anomalía térmica, que podría estar relacionada con eventos térmicos de escala regional como el vulcanismo alcalino básico de la cadena vasco-cantábrica, el metamorfismo de Pirineos y la Cadena Ibérica y las mineralizaciones de Hg-Sb de la Cadena Ibérica. Por lo tanto, este proceso de albitización podría tratarse de un rasgo regional, condicionado por la presencia común de petrofacies ricas en plagioclasa, aunque faltan datos para poder asegurarlo.

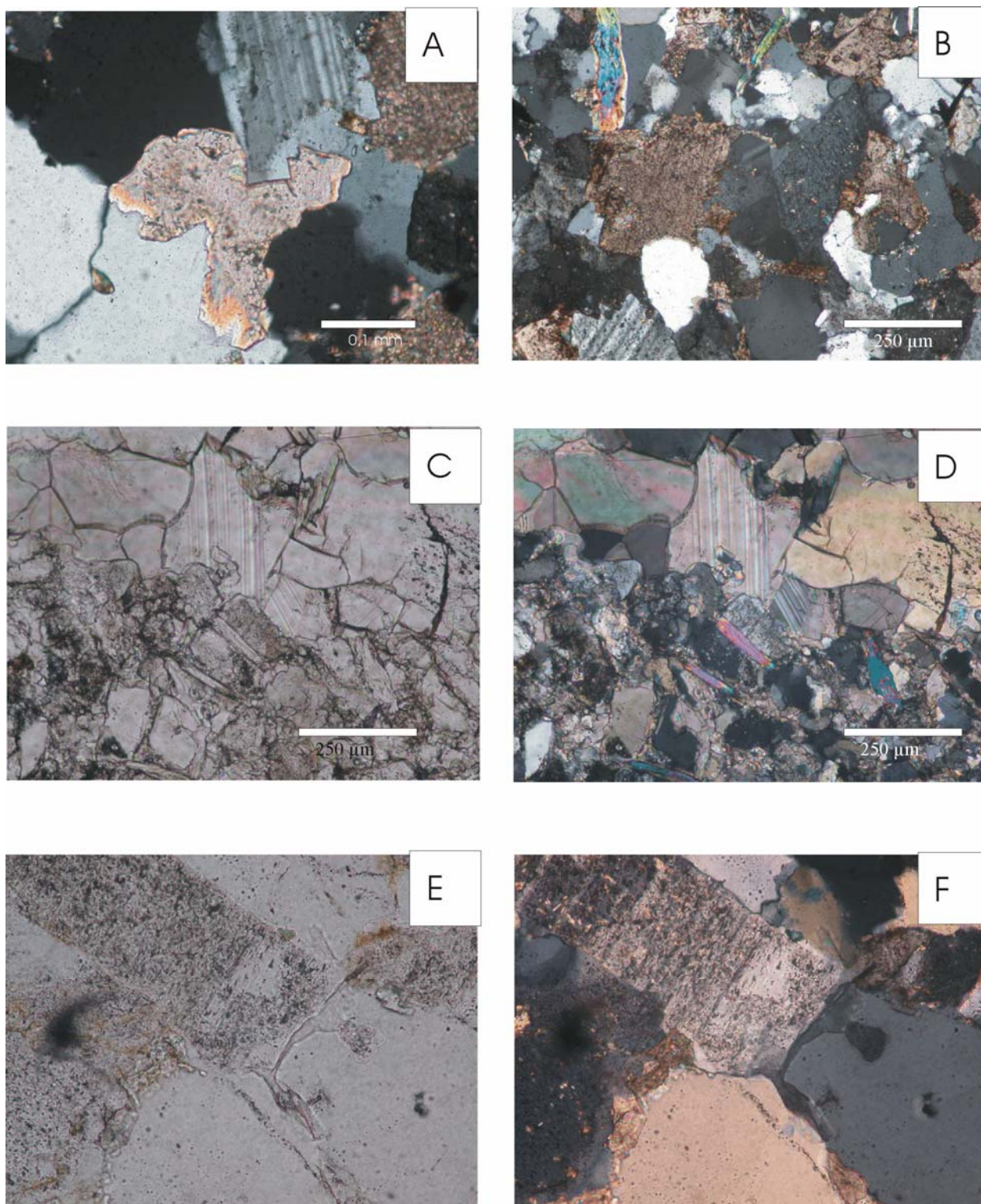


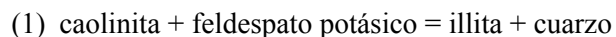
Fig. 7.9. **A.** Cemento de calcita que es posterior al cemento de albita y que lo corroe. CSP-1, NC. **B.** Reemplazamiento carbonático que pseudomorfiza un feldespato (*s.l.*) posiblemente albitizado. **C y D.** Cemento de calcita ferrosa en fractura que corroe al cemento albitico (feldespato de tipo 2 albitizado). 3SAN-6, NP y NC. **E y F.** Cemento de cuarzo anterior al cemento de albita. Nótese la corrosión del cemento de albita sobre el cuarzo. CSP-1, NP y NC.

7.4. MATRICES DIAGENÉTICAS

Se recogen en este apartado los distintos procesos que han generado una fracción de origen diagenético y con tamaño inferior a 30 μm . Distinguiremos entre epimatrices y pseudomatrices.

Epimatrices: El reemplazamiento del feldespato potásico por caolín tiene lugar durante la eodiagénesis. Esta reacción se produciría en un sistema abierto que permitiría la eliminación del potasio (Bjorlykke, 1998). Según este autor, el flujo requerido se conseguiría en sistemas fluviales con clima húmedo, por ejemplo. Se trataría de flujos meteóricos que según Bjorkum *et al.* (1990) alcanzan profundidades máximas de 100 m y en muchas ocasiones no penetran más allá de 10 m. Durante la mesodiagénesis tienen lugar los mismos procesos ya citados para los cementos de minerales de la arcilla: la transformación del caolín en illita, pseudomorfizando los abanicos preexistentes. En la zona Sur, en la zona de la columna de Almajano, se observan estadios de reemplazamiento intermedios (illita reemplazando a caolín), en los que todavía se conservan restos del caolín. Además muchas epimatrices y *pore filling* de caolín no han sido reemplazados por illita. Sin embargo, en el resto de las secciones las epimatrices son siempre de illita, puesto que las condiciones de presión y temperatura que se alcanzaron fueron superiores a las de la zona de Almajano.

Bjorlykke *et al.* (1995) proponen dos reacciones para la formación de illita autigénica a partir de feldespato potásico y caolinita:



Consideramos como posibles cualquiera de estas dos reacciones para las areniscas del Gr. Tera. La reacción (1) generaría cuarzo como subproducto, que podría ser utilizado en la formación de cementos de cuarzo. La reacción (2) implica la entrada de Na en el sistema, y la génesis de albita, por lo que podría estar relacionada con los procesos de albitización.

Por otra parte, hemos observado reemplazamientos del feldespato potásico y plagioclasa directamente por illita, en ausencia de caolinita. Según McAulay *et al.* (1993) y Platt (1993), el reemplazamiento del feldespato potásico por illita de forma directa tiene lugar en condiciones de acidez, según la reacción:



Hay que señalar que en nuestro caso este tipo de reemplazamiento tiene lugar a favor de las líneas de exfoliación de los feldespatos.

En el caso del reemplazamiento de plagioclasas por illita (fig. 6.10.U), este proceso implicaría una fuente de potasio en la reacción. Este potasio podría haber sido liberado en las reacciones de albitización de los feldespatos potásicos, o en la reacción (3).

Pseudomatrices: Se forman por compactación mecánica y disgregación de granos dúctiles, como cantos blandos (NCI) o fragmentos de roca metamórfica. Presenta una morfología irregular alargada. Se observa una orientación fluidal de los componentes minerales de la misma, siguiendo los bordes de los clastos circundantes.

7.5. MODELO DIAGENÉTICO PARA LAS ARENISCAS DEL GRUPO TERA

7.5.1. CRONOLOGÍA RELATIVA

Se ha elaborado un resumen gráfico en el que se recoge la cronología relativa de los procesos y productos diagenéticos (fig. 7.10).

Durante el principio de la eodiagénesis tuvo lugar el comienzo de la compactación mecánica, la precipitación de cementos de calcita no ferrosa y la formación de los *pore filling* de caolinita y la formación de epimatrices de caolinita sobre los feldespatos. En estadios más avanzados dentro de la eodiagénesis, comenzó la compactación química y la precipitación de los cementos de feldespato potásico.

Durante la mesodiagénesis la compactación química fue importante. Se formaron cementos sintaxiales de cuarzo, constituidos por distintas fases de cementación. Gracias a las temperaturas de homogeneización medidas en inclusiones primarias en estos cementos, se ha deducido que la cementación por cuarzo comenzaría a unos 3100-3300 m de profundidad de enterramiento, probablemente durante el Barremiense tardío, extendiéndose hasta después del Albiense. Son también procesos mesodiagenéticos la transformación del caolín en illita (tanto en cementos como en epimatrices), la precipitación de un cemento de calcita ferrosa, así como la formación de los cementos de albita y la albitización de las plagioclasas y los feldespatos potásicos. Dicha albitización afecta a las Fms. Magaña y Sierra de Matute, por lo que ha sido considerada como un proceso diagenético condicionado por la procedencia.

El metamorfismo hidrotermal (Albiense-Coniaciense) provocaría la precipitación de un cemento o reemplazamiento de anquerita *saddle*, la formación de piritas cúbicas como reemplazamiento de porciones del esqueleto y la posterior formación de clorita.

La telodiagénesis implicó la entrada de aguas meteóricas, en relación con la orogenia alpina. Tuvieron lugar procesos de fracturación y relleno de fracturas, por cementos de calcita primero ferrosa y posteriormente no ferrosa. Esta calcita no ferrosa sería probablemente simultánea a la calcitización de la anquerita *saddle*.

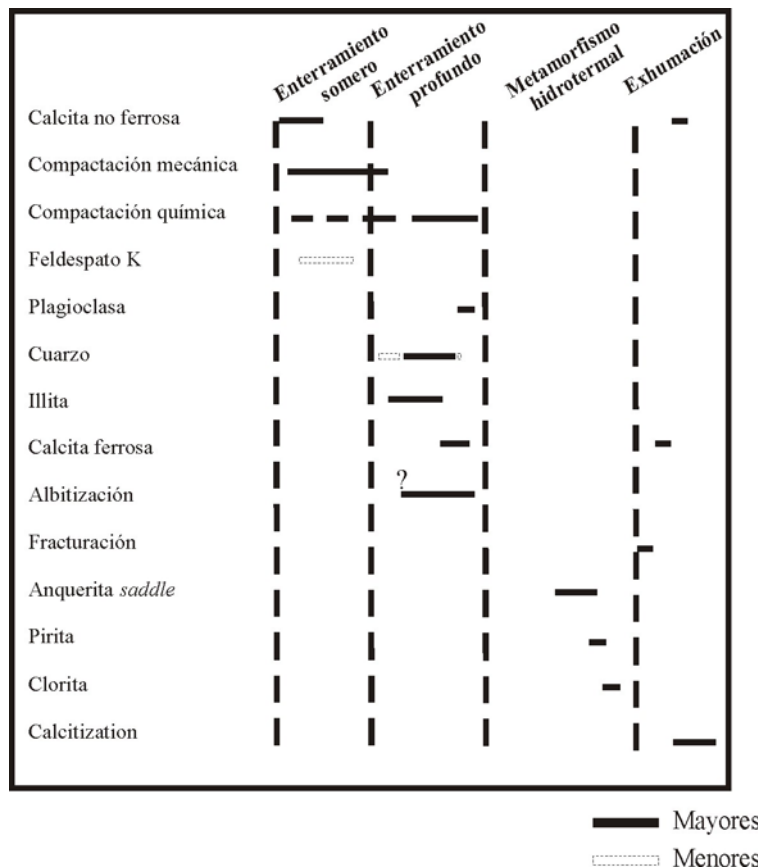


Fig. 7.10. Cuadro resumen de la cronología de los procesos y productos diagenéticos para las areniscas del Grupo Tera.

7.5.2. MODELO DE COMPACTACIÓN Y CEMENTACIÓN

La importancia relativa de los procesos de compactación y cementación es un factor decisivo para la predicción de la porosidad de las areniscas, los estudios de transferencia de masas durante la diagénesis y el modelado de flujos en cuencas sedimentarias (Lundergard, 1992). Houseknecht (1987) y posteriormente Lundergard (1992) confeccionaron un método de representación gráfica de las pérdidas de volumen del depósito detrítico como consecuencia de los procesos de compactación y de cementación. Permite estimar la pérdida de porosidad por compactación (COPL) y la pérdida de porosidad por cementación (CEPL), basándose en el valor del volumen intergranular calculado petrográficamente. Para ello se consideran los siguientes parámetros:

- P_i : % de porosidad inicial (se considera un valor medio del 40 %, lo que permite representar las muestras en un único gráfico).
- P_o : % de porosidad primaria remanente (calculado petrográficamente).
- C : % de cementos (calculado petrográficamente).

- P_{mc} : Volumen intergranular de la roca, que se obtiene sumando los cementos más la porosidad primaria remanente ($P_{mc} = P_o + C$).

Cuantitativamente la pérdida de porosidad por compactación (COPL), referida al volumen de sedimento original, sería:

$$COPL = P_i - [(100 - P_i) * P_{mc} / (100 - P_{mc})]$$

Asimismo, la pérdida de porosidad por cementación (CEPL), referida al volumen de sedimento original, sería:

$$CEPL = (P_i - COPL) * (C / P_{mc})$$

En el caso que nos ocupa, la porosidad primaria remanente es muy escasa. Por lo tanto, $P_{mc} = C$, simplificándose las fórmulas como sigue:

$$COPL = P_i - [(100 - P_i) * C / (100 - C)]$$

$$CEPL = (P_i - COPL)$$

Los medios valores de COPL alcanzan el 28 % (anexo 4). Son valores más elevados que los obtenidos a partir del método de Rittenhouse (1971). Hay que tener en cuenta que el índice COPL considera tanto la compactación mecánica como la química, mientras que el método de Rittenhouse (1971) evalúa únicamente la compactación mecánica.

Conviene señalar que el método de Lundergard (1992) sirve para estimar la pérdida de porosidad, bien sea por compactación o por cementación. El índice de compactación (ICOMPACT) resulta muy útil en la comparación de conjuntos de muestras distintos. Se define como la relación:

$$ICOMPACT = COPL / (COPL + CEPL)$$

Dicho índice es igual a 1 cuando la pérdida de porosidad tiene lugar enteramente por compactación, y es 0 cuando la porosidad se pierde totalmente por cementación. De la misma forma, cuando los valores de ICOMPACT son superiores a 0,5 domina la compactación, mientras que cuando son inferiores a 0,5 predomina la cementación. Las medias de los valores de los índices COPL, CEPL e ICOMPACT para las areniscas del Gr. Tera son las siguientes:

	COPL CEPL		ICOMPACT
Zona Norte	31,2±6,4	8,8±6,4	0,78±0,16
Zona Centro	38,2±1,7	1,8±1,7	0,95±0,04
Zona Sur	33,9±4,9	6,8±4,9	0,85±0,12

Tabla 7.6: Valores medios y desviaciones estándar para los índices COPL, CEPL e ICOMPACT de las zonas Norte, Centro y Sur del Gr. Tera. Los valores de COPL, CEPL e ICOMPACT están recogidos en los anexos 1 a 7.

A partir de estos valores se deduce que la pérdida de porosidad en las areniscas del Gr. Tera ha tenido lugar fundamentalmente por procesos de compactación, siendo la cementación relativamente escasa (fig. 7.11). Los valores más elevados de cementación se registran en la Zona Norte, en la que los cementos carbonáticos son muy frecuentes (especialmente en Almarza y Montenegro, ver figura 6.11). Los valores más bajos para el índice CEPL se han obtenido en la Zona Centro. Se trata de petrofacies cuarzofeldespáticas con cementos fundamentalmente de cuarzo. Dentro de la Zona Sur, hay que señalar que las columnas de Almajano y Magaña presentan valores superiores a la media para el índice CEPL. Coinciden con las muestras más ricas en fragmentos de roca carbonática. La presencia de este tipo de fragmentos favorece el desarrollo de una cementación carbonática intensa.

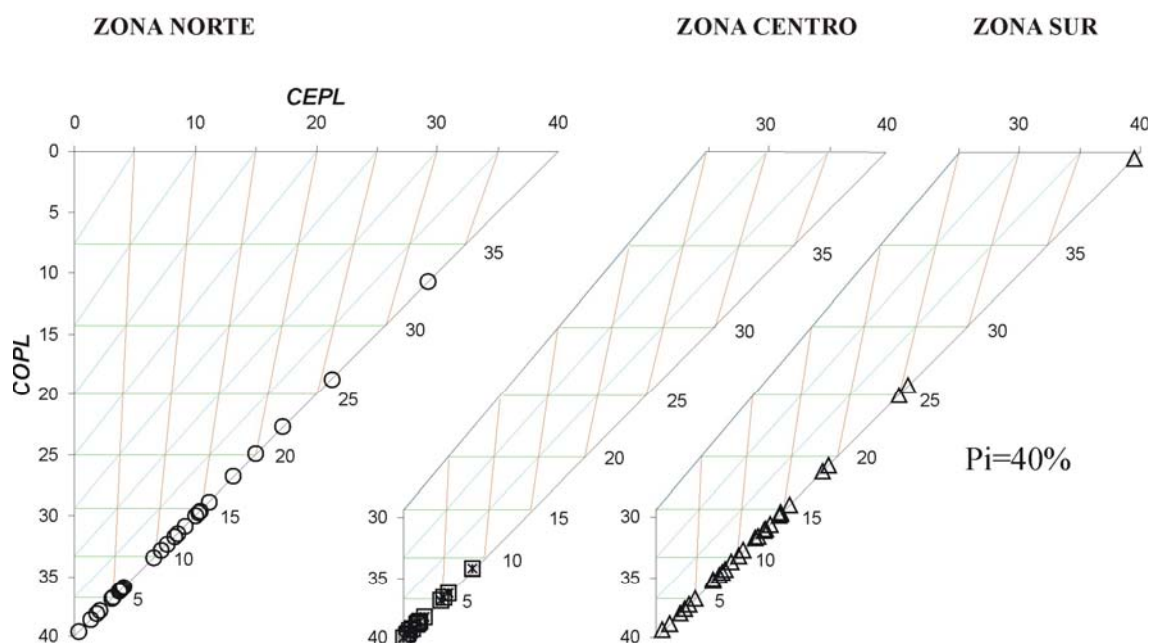


Fig. 7.11: Diagramas de Lundergard (1992) para las areniscas del Gr. Tera. Nótese que las areniscas de la Zona Centro muestran valores más elevados de COMP que las areniscas del Norte y del Sur.

7.6. PROCESOS DE REEMPLAZAMIENTO DE LOS PSEUDOMORFOS DE EVAPORITAS DE LA FM. SIERRA DE MATUTE

Las muestras se recogieron fundamentalmente en calizas *mudstone*, dolomicritas, calizas bioclásticas (*mudstone* a *grainstone*) con ostrácodos y caráceas (fig. 7.11.A, C, D, E, F), calizas con pseudomorfos de yeso (fig. 7.11.B y D) y calizas con nódulos de clorita.

En la Fm. Sierra de Matute son frecuentes las calizas con pseudomorfos de yeso. El yeso fue reemplazado por calcita no ferrosa y cuarzo. Se trata de cementos en mosaico que presentan inclusiones sólidas de celestina, anhidrita y calcita (ésta última dentro del cuarzo). Las inclusiones son cristales de 40-80 μm , de carácter euhédrico y rectangular (fig. 7.11.A, B, C, D, E, F), que se disponen formando alineaciones. Su extinción es distinta a la del mineral que los engloba (calcita o cuarzo). El cemento de cuarzo muestra un aspecto limpio, y no se han observado inclusiones fluidas. El cemento de calcita corroee al cemento de cuarzo, por lo que es posterior a éste.

En el caso de los cementos de cuarzo también se ha observado muy ocasionalmente la presencia de inclusiones sólidas de algún sulfuro de Fe (fig. 7.11.A y B).

El cemento de calcita presenta abundantes inclusiones sólidas de color oscuro (fig. 7.11.D y E), además de las inclusiones sólidas de celestina y anhidrita. Se observan inclusiones fluidas monofásicas líquidas de origen indeterminado, con morfologías muy irregulares y tamaños variables. Por otro lado aparecen inclusiones fluidas bifásicas de origen secundario, que presentan tamaños pequeños (2-4 μm) e índices líquido/vapor de 60:40. Además se observan inclusiones fluidas secundarias bifásicas asociadas a las líneas de exfoliación, de tamaños similares a las anteriores pero morfologías alargadas, e índices líquido/vapor inferiores (80:20).

Se han observado cristales de barita cementando junto con la calcita no ferrosa el interior de los tallos de las caráceas (fig. 7.12.G y H). El borde exterior de dichos tallos puede aparecer cementado por sílice (fig. 7.12. G) o bien dolomitizado (fig. 7.12.H).

Las composiciones de estas inclusiones sólidas de anhidrita, celestina y barita se recogen en el anexo 16. Los análisis realizados en los cementos de calcita de los pseudomorfos se recogen en el anexo 17.

El reemplazamiento de las lenticulas de yeso por calcita y cuarzo debió ser un proceso relativamente temprano, puesto que los pseudomorfos conservan su morfología lenticular. Este hecho indica que la compactación mecánica previa al reemplazamiento no pudo ser muy intensa.

Como proceso diagenético principal hay que señalar el reemplazamiento de los pseudomorfos de yeso por calcita y cuarzo. Se han propuesto dos posibles mecanismos de reemplazamiento de sulfatos por carbonatos:

-Reducción bacteriana del sulfato: este mecanismo es posible cuando están asociados a depósitos ricos en materia orgánica o en contacto con hidrocarburos. La reducción del sulfato

requiere la presencia de materia orgánica, por lo que en este caso los carbonatos formados por reemplazamiento del sulfato presentan valores de $\delta^{13}\text{C}$ muy negativos (Pierre y Rouchy, 1988).

-Disolución del sulfato por aguas ricas en bicarbonato: este proceso ocurre en sistemas abiertos con continuos aportes de aguas ricas en carbonato. Los iones bicarbonato pueden presentar un origen orgánico o inorgánico, que quedará reflejado en el valor del $\delta^{13}\text{C}$ del carbonato reemplazante (Pierre y Rouchy, 1988).

En nuestro caso la presencia de materia orgánica es evidente, debido a la relación de proximidad de las calizas con estromatolitos, que en general presentan colores oscuros o negros. Por otra parte, en la Cuenca de Cameros tuvieron lugar eventos de migración de petróleo, de edad Aptiense Superior- Albiense Inferior y posteriores (Mas *et al.*, 2002 y 2003), por lo que no son compatibles con la formación de estos cementos, que sabemos que fue temprana. Podríamos considerar como más probable la primera hipótesis, pero no podemos descartar la segunda sin datos de isótopos de Sr de las calcitas reemplazantes en los pseudomorfos. No se ha observado la presencia de hidrocarburos sólidos en el Gr. Tera.

La celestina ocurre en raras ocasiones fuera de ambientes relacionados con evaporitas o pseudomorfos de evaporitas (Olaussen, 1981). Hay que señalar que es significativamente menos soluble que el yeso y la anhidrita (la solubilidad del yeso por 100 g de agua es 0,24 g, en el caso de la anhidrita es de 0,21 g y para la celestina 0,01 g, Warren, 2005). En ambientes recientes se han observado celestinas en sabkhas y lagos efímeros (Bathurst, 1975). West (1973) considera que la celestina es un indicador de la presencia de sulfato de Ca de origen primario, puesto que en la mayoría de los casos, la celestina se forma por reemplazamiento de yeso o anhidrita. Según este autor, los depósitos de sulfato cálcico reaccionan con aguas ricas en Sr, y se produce un reemplazamiento selectivo del Ca por el Sr. A la luz de los datos anteriormente aportados, consideramos la celestina, la baritina y los sulfuros de Fe presentes en los pseudomorfos como reemplazamientos del yeso o la anhidrita.

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ del cemento de calcita de los pseudomorfos son coherentes con un proceso diagenético temprano, en relación con las condiciones sedimentarias (ver las tres últimas muestras de la tabla 5.5). El $\delta^{18}\text{O}$ es mayor en la columna de Magaña que en la columna de San Felices, indicando posiblemente una mayor evaporación en la columna de Magaña, o un mayor tiempo de residencia del agua. Esta interpretación resulta coherente con la paleogeografía previamente propuesta (fig. 5.45), en la que la columna de Magaña ocupa una posición más marginal dentro del lago efímero carbonatado alcalino.

Dentro de la columna de San Felices, la muestra de calcita en pseudomorfo de yeso tomada en una asociación de facies característica de lago somero mixto carbonatado-siliciclástico tiene un valor ligeramente más negativo que la muestra tomada en una asociación

característica de lago efímero alcalino, posiblemente como consecuencia de una mayor evaporación en el lago alcalino.

Además de los pseudomorfos de yeso aparecen nódulos de clorita paralelos a la estratificación en las calizas de la Fm. Magaña de la columna de San Felices. Presentan tamaños centimétricos (2-10 cm) y coloraciones verdosas o verde azulado. Este tipo de nódulos aparecen en la mayor parte de las secuencias deposicionales de la cuenca y se han interpretado como nódulos edáficos (Alonso-Azcárate *et al.*, 1997).

La pared del nódulo se encuentra recubierta por clorita (fig. 7.13), generada durante el metamorfismo hidrotermal cretácico (Alonso-Azcárate *et al.*, 1997). Presenta abanicos de gran tamaño (50-100 μm). Posteriormente, y rellenando el espacio interno de la cavidad, precipitaron cementos de calcita, que presentan un bandeo de luminiscencia naranja brillante y mate o no luminiscente (fig. 7.13.A, B, C, y 7.14.A y B). La composición de la calcita que rellena los nódulos se encuentra recogida en el anexo 17.

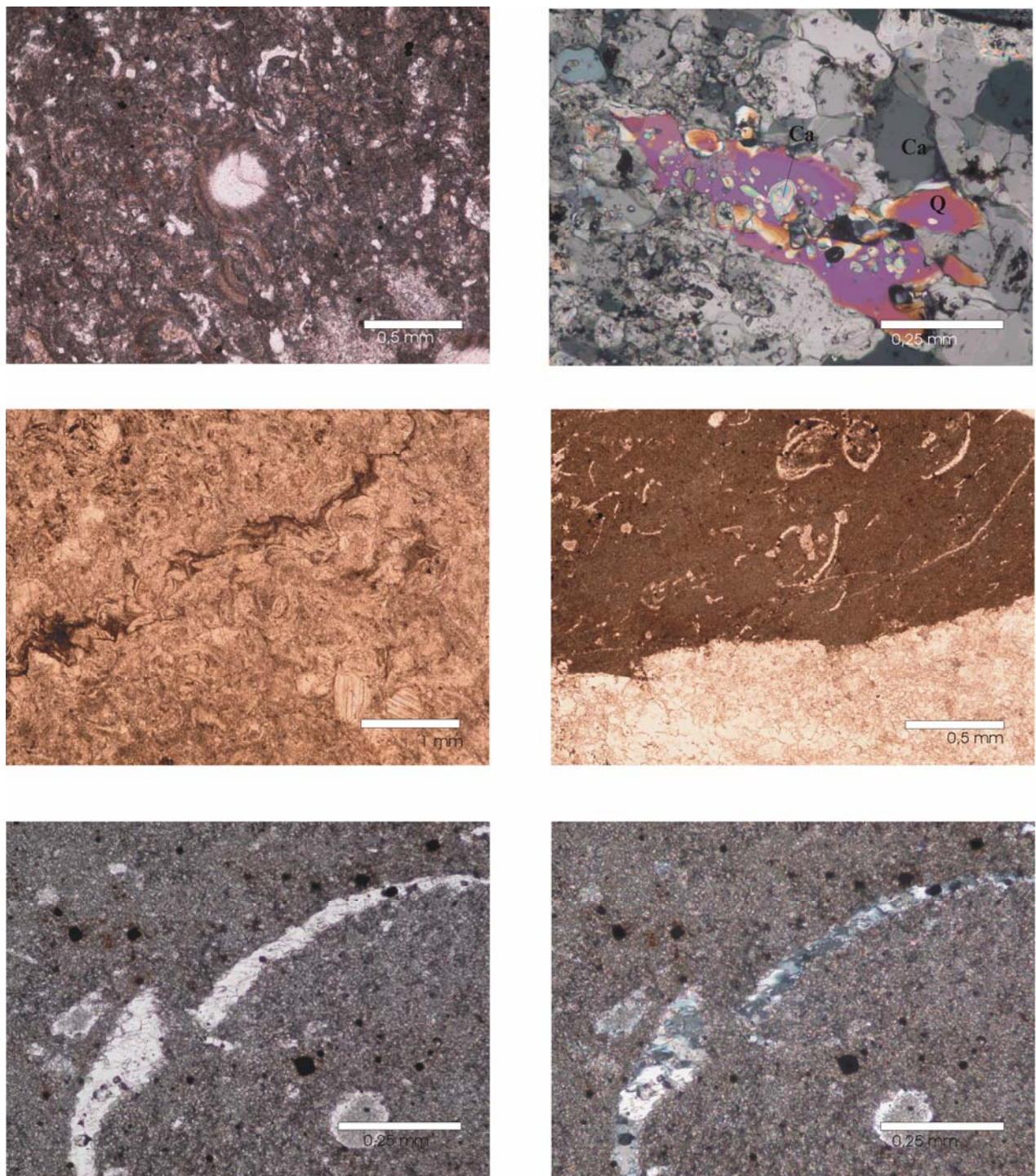


Fig. 7.11: **A.** Caliza con caráceas y ostrácodos. Nótese que el tallo de carácea se encuentra cementado por calcita. MAG-7, NP. **B.** Pseudomorfo de yeso, reemplazado por cuarzo. Se observan restos de calcita dentro del cemento de cuarzo. 3SAN-17, NC. **C.** Caliza con ostrácodos (ostracodita). Nótese que los ostrácodos se encuentran recrystalizados y se observa un estilolito. 3SAN-39, NP. **D.** Caliza con ostrácodos, algunos completos. La parte inferior es un pseudomorfo de yeso reemplazado por calcita y cuarzo. 3SAN-33, NP. **E y F.** Ostrácodo reemplazado por cemento de cuarzo. 3SAN-33, NP y NC.

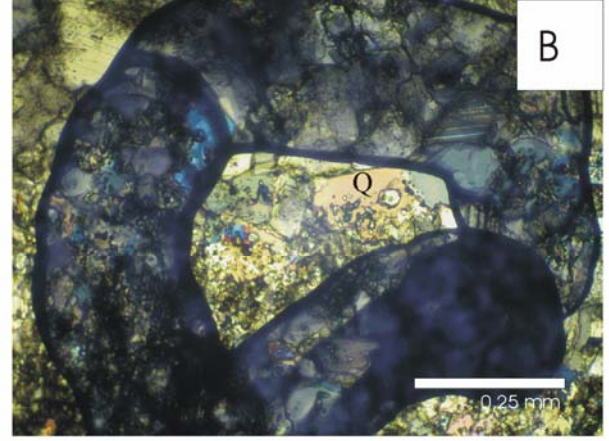
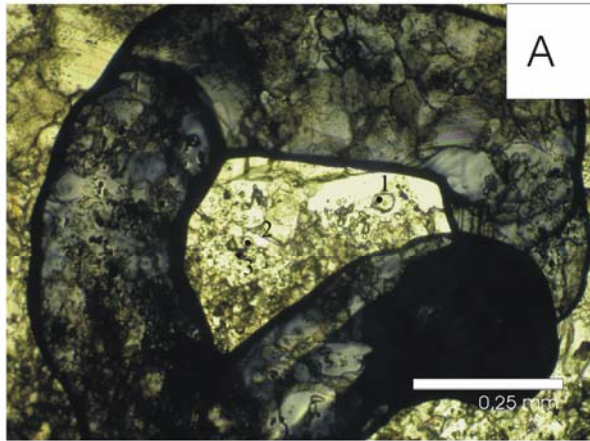
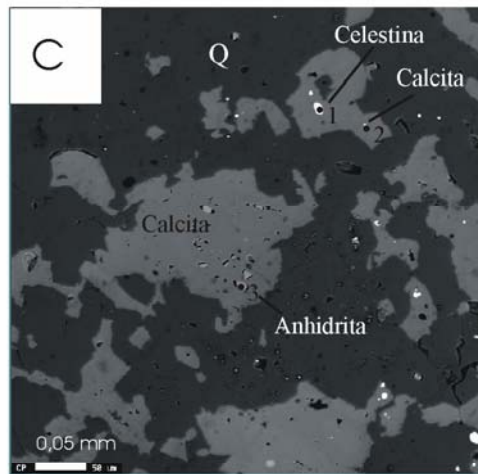


Fig. 7.12. A y B. Relictos de celestina en cemento de cuarzo (análisis 1 y 2) en pseudomorfo de yeso. Obsérvese que el pseudomorfo contiene tanto cuarzo como calcita. El punto 3 es un sulfuro de Fe. NP y NC.

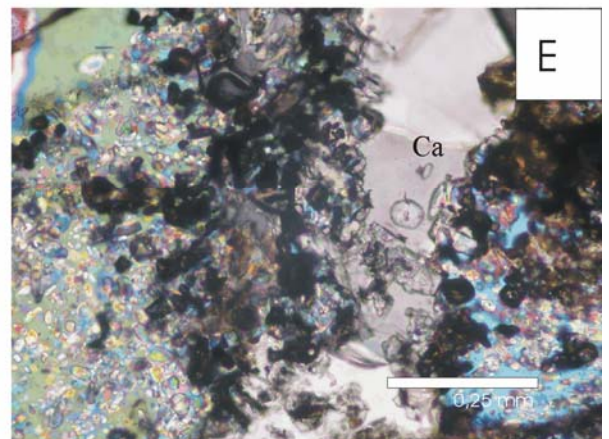
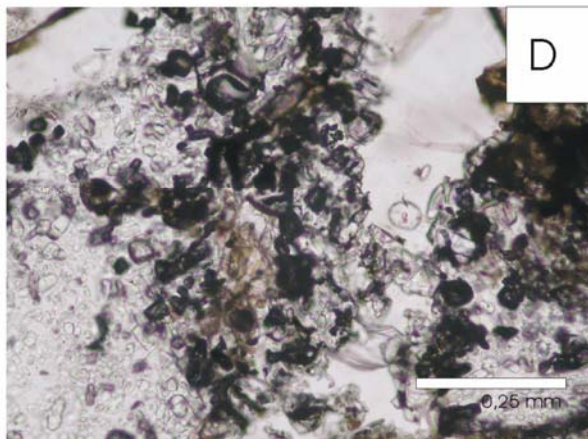
	[1]	[2]
Na ₂ SO ₄ %	0,417	0,495
SrSO ₄ %	84,136	87,184
FeSO ₄ %	0,239	0
MgSO ₄ %	0,023	0
MnSO ₄ %	0,156	0
CaSO ₄ %	1,930	0,974
BaSO ₄ %	13,099	11,101



	[2]
Na ₂ CO ₃ %	0,054
SrCO ₃ %	0,091
FeCO ₃ %	0,029
MgCO ₃ %	0,351
MnCO ₃ %	0
CaCO ₃ %	99,475

Fig. 7.12.C. Cementos de calcita y cuarzo en pseudomorfo de yeso. Se observan relictos de anhidrita y celestina. 3SAN-33.

D y E. Cementos de calcita y cuarzo en pseudomorfo de yeso. Se observan relictos de anhidrita y celestina, así como inclusiones sólidas de color oscuro. 3SAN-19, NP y NC.



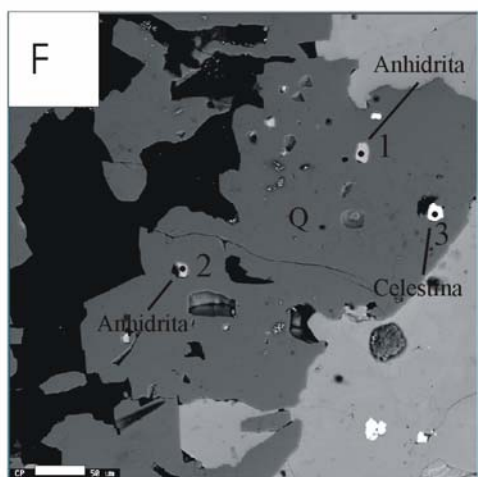
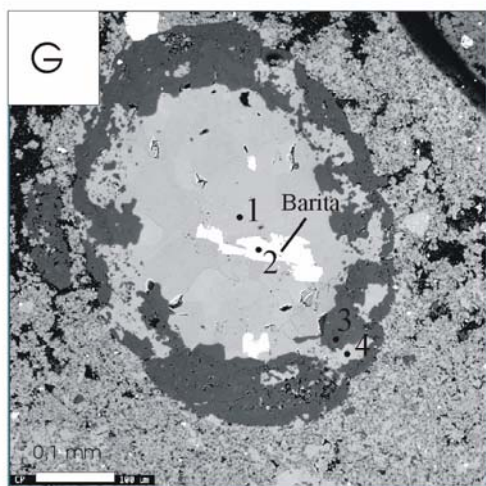


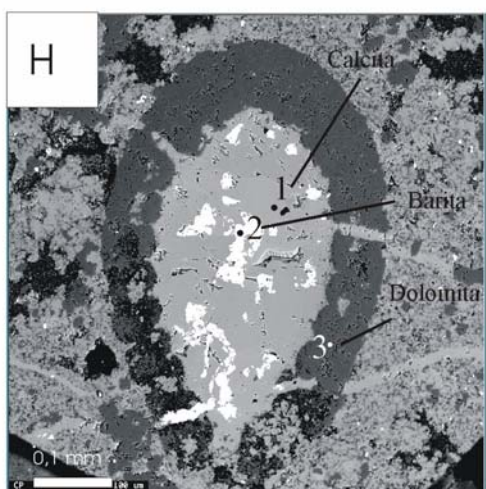
Fig. 7.12.F. Relictos de anhidrita y celestina en cuarzo (pseudomorfo de yeso). 3SAN-33



	[1]	[4]
Na ₂ CO ₃ %	0	0,003
SrCO ₃ %	0,075	0,061
FeCO ₃ %	0,085	0
MgCO ₃ %	0,713	1,230
MnCO ₃ %	0,163	0,038
CaCO ₃ %	98,964	98,623

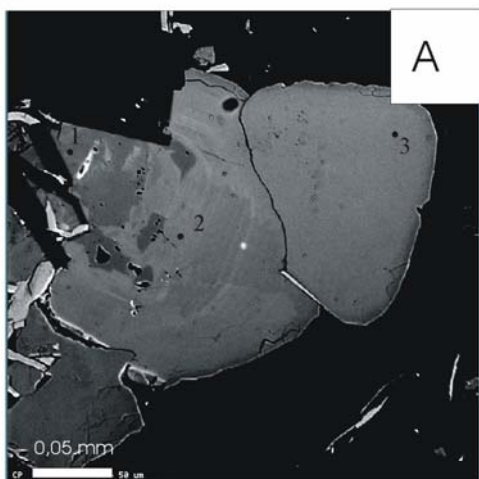
[3]: reemplazamiento silíceo

Fig. 7.12.G. Tallo de carácea cementado por calcita (análisis 1) y barita (2). El borde exterior del tallo fue cementado por sílice (3) y calcita (4).



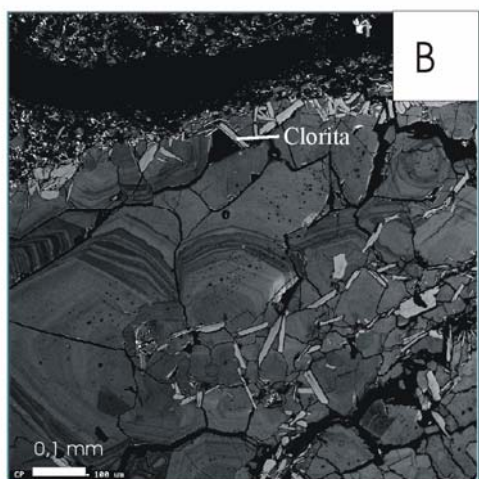
	[1]	[3]
Na ₂ CO ₃ %	0,056	0
SrCO ₃ %	0,032	0,168
FeCO ₃ %	0	0
MgCO ₃ %	0,624	49,537
MnCO ₃ %	0,038	0,137
CaCO ₃ %	99,250	50,159

Fig. 7.12.H. Tallo de carácea cementada por calcita (análisis 1) y barita (2). El borde exterior del tallo de la carácea está dolomitizado (3). MAG-14b.



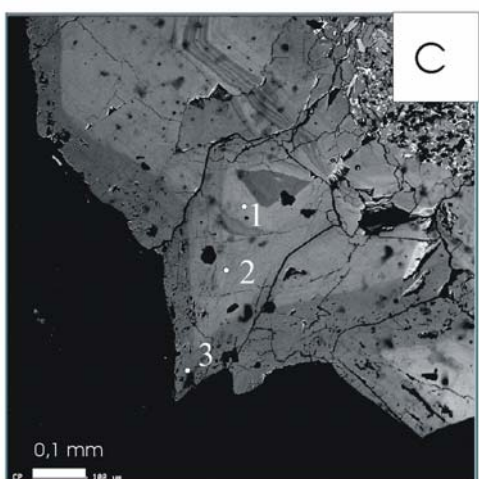
	[1]	[2]	[3]
Na ₂ CO ₃ %	0	0	0
SrCO ₃ %	0,073	0,094	0,081
FeCO ₃ %	0,222	0,527	0,641
MgCO ₃ %	0,378	0,474	0,625
MnCO ₃ %	0,135	0,534	0,297
CaCO ₃ %	99,192	98,371	98,356

Fig. 7.13.A. Cemento de calcita bandeada con clorita y calcita en una caliza *mudstone*. Presenta luminiscencia naranja con bandeo. La tinción es rosada excepto en la zona más externa (análisis 3). Nótese la diferencia de composición en relación al Mn y al Fe. 3SAN-18C.



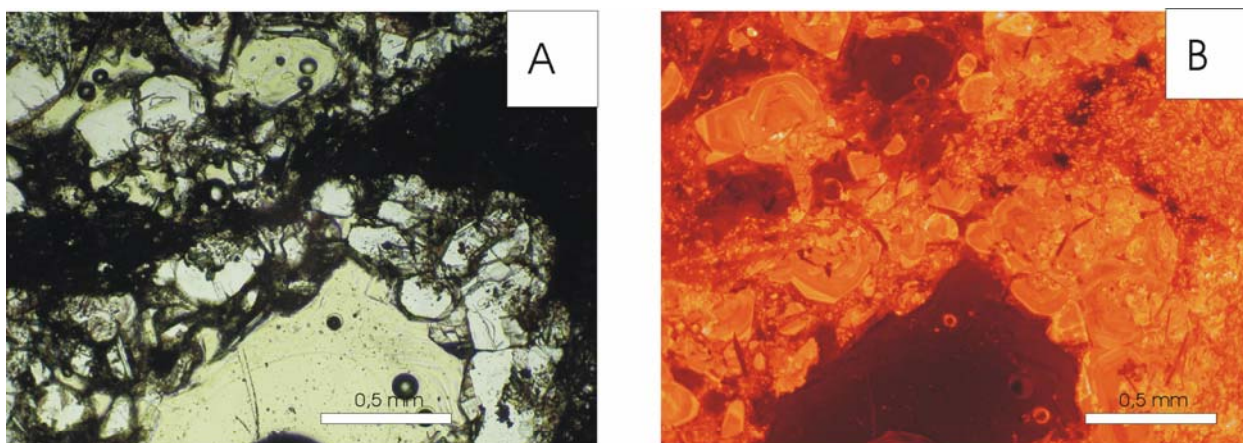
	[3]	[2]	[1]
Na ₂ CO ₃ %	0,022	0,060	0
SrCO ₃ %	0,066	0,060	0,068
FeCO ₃ %	0,099	0,530	0
MgCO ₃ %	0,595	0,956	3,636
MnCO ₃ %	0,930	1,039	0,788
CaCO ₃ %	98,288	97,356	95,508

Fig. 7.13.B. Cemento de calcita bandeada con clorita y calcita en una caliza *mudstone*. Presenta luminiscencia naranja con bandeo. Todo el cemento se tiñe de rosa. Nótese la diferencia de composición en relación al Mn, Mg y Fe. 3SAN-26.



	[1]	[2]	[3]
Na ₂ CO ₃ %	0,092	0,035	0
SrCO ₃ %	0,055	0,010	0,068
FeCO ₃ %	0,029	0,143	0
MgCO ₃ %	4,897	1,593	3,636
MnCO ₃ %	0,288	1,123	0,788
CaCO ₃ %	94,640	97,096	95,508

Fig. 7.13.C. Cemento de calcita bandeada con clorita y calcita en una caliza *mudstone*. Presenta luminiscencia naranja con bandeo. Todo el cemento se tiñe de rosa. Nótese la diferencia de composición en relación al Mn, Mg y Fe. 3SAN-26.



7.14. A y B. Cemento de calcita posterior a clorita en nódulo edáfico. El cemento presenta un bandeo de luminiscencia anaranjada. 4SAN-18, NP y CL.

7.7. PROCESOS RELACIONADOS CON METAMORFISMO HIDROTHERMAL

7.7.1. INTRODUCCIÓN

La evolución termal del sector oriental de la Cuenca de Cameros ha sido estudiada por otros autores utilizando métodos radiométricos (K-Ar), asociaciones minerales, parámetros cristaloquímicos en los filosilicatos, microtermometría de las cloritas y termometría isotópica en los depósitos de sulfuros. Estos estudios han reconocido un evento termal (Casquet *et al.*, 1992; Alonso-Azcárate *et al.*, 1995; Barrenechea *et al.*, 1995; Mantilla-Figueroa *et al.*, 1998; Alonso-Azcárate *et al.*, 1999; Barrenechea *et al.*, 2000; Mas *et al.*, 2003), que se ha caracterizado como un metamorfismo de carácter hidrotermal y de edad Albiense tardío-Coniaciense.

Asimismo, la microtermometría de las inclusiones fluidas ha sido aplicada al estudio de la historia termal del sector oriental de la Cuenca de Cameros (Mantilla-Figueroa, 1999; Mata *et al.*, 2001; Ochoa *et al.*, 2007). Mantilla-Figueroa (1999) y Mata *et al.* (2001) estudiaron la evolución de los paleofluidos en los rellenos de fractura, y Ochoa (2006) y Ochoa *et al.* (2007) centraron sus trabajos en las inclusiones fluidas de los cementos sintaxiales de cuarzo en las areniscas del Grupo Urbión (Berriasiense-Barremiense, fig. 1.5).

En este capítulo se aportan datos sobre la petrología de las fases cementantes de las fracturas que afectan al Gr. Tera en el anticlinal de El Pégado. Dichos datos incluyen el estudio petrográfico detallado de las distintas fases de cementos mediante microscopía convencional, CL, microtermometría de inclusiones fluidas en cementos de cuarzo y carbonato e isótopos

estables de los cementos carbonáticos. En el caso de los cementos de cuarzo el estudio petrográfico se ha completado utilizando SEM-CL.

Las inclusiones fluidas, al verse afectadas por procesos metamórficos de bajo grado, es frecuente que sufran procesos de reequilibrio, complicando así la interpretación de los datos del estudio microtermométrico (Turgarín and Vernadsky, 1970; Lacazette, 1990; Goldstein y Reynolds, 1994, p.43-63). La mayor parte de las asociaciones de inclusiones fluidas han sufrido procesos de reequilibrio parcial, pero proporcionan una información útil para la interpretación de la historia termal.

Los objetivos principales de este capítulo son: (1) Describir y discutir la evolución de los paleofluidos hidrotermales durante los primeros estadios del rifting de la Cuenca de Cameros (Gr. Tera). (2) Establecer las paleotemperaturas de los paleofluidos que dieron lugar a la precipitación de los cementos en fracturas en el Gr. Tera en la zona del Anticlinal de El Pégado (fig. 1.3). (3) Integrar los datos en un modelo coherente de evolución termal del Gr. Tera en el sector oriental de la Cuenca de Cameros.

7.7.2. DESCRIPCIÓN DE LAS FRACTURAS DE SAN FELICES

Las rocas caja en San Felices son fundamentalmente areniscas (subarcosas), lutitas, calizas, dolomías y margas. Todas estas litologías contienen cristales de piritita (figs. 5.33.F, 6.10.O, 7.15.A) y nódulos de clorita (figs. 7.13.B y C, 7.14.A y B). La presencia de nódulos de clorita confiere a las distintas rocas caja una textura moteada y una coloración verdosa (fig. 7.15.B y C).

Los rellenos de fracturas son prácticamente perpendiculares a la estratificación y presentan un grosor comprendido entre 1 y 50 cm (fig. 7.15.D). Tienden a desaparecer o a reducir su espesor al penetrar en los estratos de lutitas o margas. Estas fracturas han sido interpretadas como relacionadas con un estadio extensional de formación de la cuenca (Guiraud y Seguret, 1985; Mantilla-Figueroa, 1999; Mata *et al.*, 2001). Casas-Saínz y Gil-Imaz (1998) y Mata *et al.* (2001), interpretan que dichas fracturas son posteriores al *cleavage*, y relacionan éste último con el acortamiento de la Cordillera Ibérica (Aptiense-Albiense), que provocó que estas fracturas en origen extensionales funcionasen como fracturas compresivas.

Los minerales principales que aparecen rellenando estas fracturas son: cuarzo, calcita ferrosa y no ferrosa, clorita y piritita (fig. 7.15.E y F). Muy ocasionalmente se observan cristales de apatito.



Fig. 7.15: Aspectos macroscópicos de campo de la Fm. Magaña en la columna de San Felices. **A.** Cristales cúbicos de pirita en las areniscas. **B.** Caliza *mudstone* con nódulos de clorita. Se observa que la misma presenta un color verdoso característico como consecuencia de su contenido en clorita. **C.** Lutitas verdosas con nódulos de clorita. **D.** Aspecto de campo de las fracturas que afectan a las capas de areniscas. Nótese que presentan una disposición perpendicular a la estratificación. **E.** Fractura rellena de calcita y cuarzo sobre caliza limosa. **F.** Detalle de otra fractura rellena de cuarzo y calcita.

7.7.3. DESCRIPCIÓN DE LA SECUENCIA DE CEMENTACIÓN EN LAS FRACTURAS DE SAN FELICES

Para la caracterización petrográfica de las fases cementantes, como se ha explicado en el apartado de metodología, se ha utilizado tanto microscopía convencional, CL y SEM-CL, combinados con el estudio petrográfico y microtermométrico de las inclusiones fluidas. El tamaño de los cementos que rellenan las fracturas que afectan al Gr. Tera ha permitido asimismo la realización de análisis de isótopos estables en los cementos carbonáticos.

A continuación se describen cada una de las fases cementantes en el orden cronológico que se ha podido deducir a partir de la petrografía detallada de las mismas:

1. Cuarzo (Q1): Se trata de un cemento que postdata los estilolitos de las areniscas del Gr. Tera (fig. 7.16.A). Q1 presenta un aspecto homogéneo bajo luz transmitida y una textura moteada en SEM-CL (fig. 7.16.B). Suele presentar cristales idiomorfos con caras bien desarrolladas. Se observan indicios de corrosión sobre Q1 en el contacto con la anquerita *saddle* (fig. 7.16.C).

Q1 contiene inclusiones fluidas primarias de varios tamaños, con una orientación y distribución relacionadas con el crecimiento del cristal (fig. 7.16.C). Se han realizado medidas sobre las inclusiones fluidas con tamaños comprendidos entre 1,5-5 μm , obteniéndose $T_h=194,8\text{-}350,2^\circ\text{C}$ (ver fig. 7.17 y tabla 7.7) y $T_{m\text{ ice}}= -3,4/-4,6^\circ\text{C}$. Estas FIAs son muy inconsistentes, como se puede observar en la fig. 7.17. Existe un valor atípico con $T_h=402,7\text{-}405,8^\circ\text{C}$. Las temperaturas eutécticas observadas oscilan entre $T_e= -19/-21^\circ\text{C}$. Las inclusiones fluidas mayores de 5 μm tienden a decrepitar durante su calentamiento, normalmente a temperaturas superiores a 270°C . Se ha detectado presencia de clatratos (por la fusión de cristales a temperaturas superiores a 0°C). En muchas inclusiones se puede observar un evento de congelación en torno a los -180°C . En algunas se detecta además un evento de congelación en torno a -60°C .

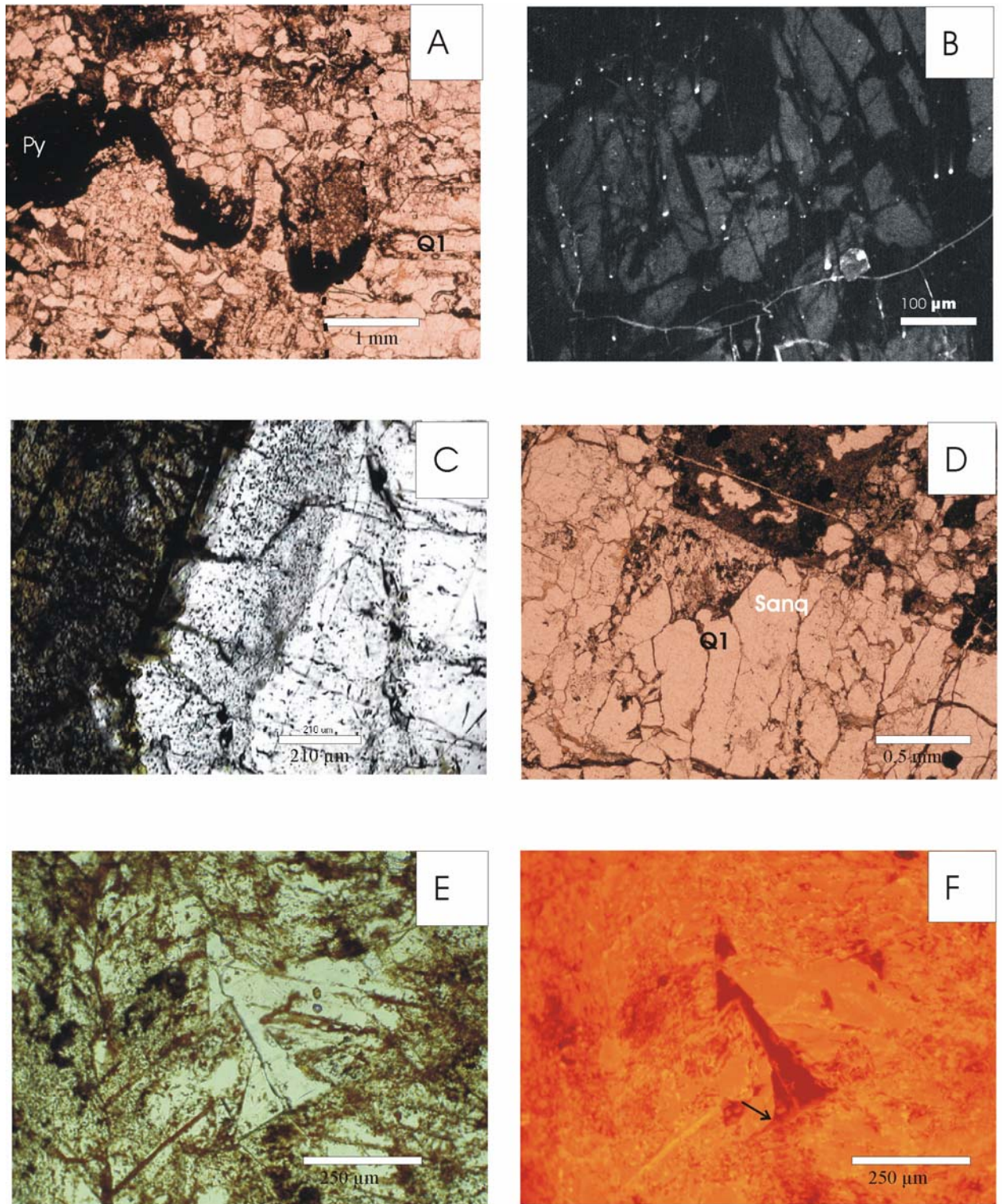


Fig. 7.16: Imágenes petrográficas de distintos aspectos de los rellenos de fracturas de San Felices. **A.** Cemento de cuarzo (Q, separado con línea discontinua) posterior a los estilolitos de las areniscas del Gr. Tera. 3SAN-3. NP. **B.** Aspecto moteado de Q1. 3SAN-27, SEM-CL. **C.** Inclusiones fluidas primarias en cemento de cuarzo. La zona con aspecto más sucio dentro del cemento de cuarzo se relaciona con la abundancia de las inclusiones fluidas, que se distribuyen paralelamente a las caras de crecimiento del cuarzo. 3SAN-27, NP. **D.** Cemento de anquerita *saddle* calcitizada posterior al cemento de cuarzo (Q1). Obsérvense cómo las caras de crecimiento de la anquerita *saddle* son progresivamente más modernas hacia la parte superior de la fotografía, indicando que se trata de un cemento posterior a Q1 a pesar de encontrarse en la zona de borde de la fractura. 3SAN-3, NP. **E y F.** Cemento de anquerita *saddle* calcitizada (Sanq2). Obsérvense las caras curvas (flecha). 3SAN-3, NP y CL.

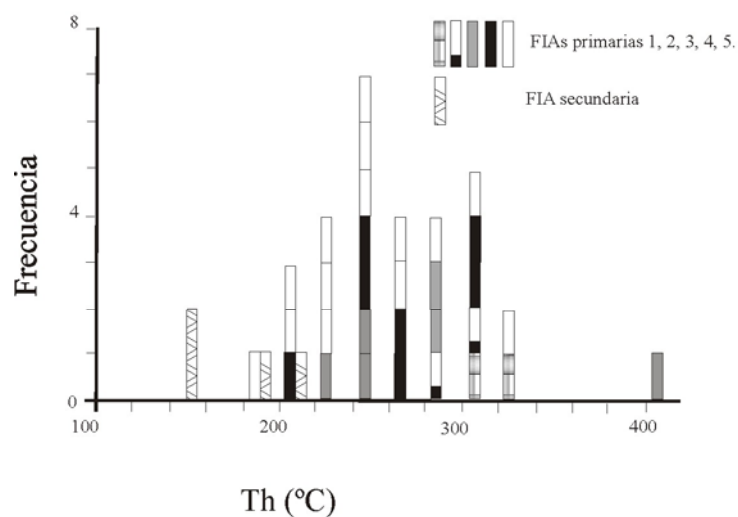


Fig. 7.17. Histograma para las inclusiones fluidas en el cemento de cuarzo Q1 (muestra 3SAN-27).

IF	FIA	Th	Tm ice	Tn	Te	Tm cl	Salinidad	Origen	L:V	Tamaño
1	1	303-309							50/50	11
2	1	347							50/50	8
3	2	317,2-318,0	-3,5/-3,6	-40	-19		5,71-5,86		60/40	9
4	2	280,2-290,3	-3,6/-3,8	-41			5,86-6,16		70/30	4
5	3	295,8-299,6						P	50/50	4
6	3	250,3-260,5	-3,4	-39			5,56	P	70/30	3
7	3	220,0-230,7						P	70/30	1,5
8	3	402,7-405,8	-4,3/-4,6	-48	-21		6,88-7,31	P	50/50	5
9	3	247,0-253,6						P	30/70	2
10	3	280,2-290,4						P	30/70	2
11	4	297,0-303,7						P	50/50	4
12	4	272,8-276,1						P	60/40	2
13	4	255,5±2						P	70/30	1,5

14	4	240,6- 250,8				P		1,5
15	4	322,9- 330,8				P	60/40	4
16	4	194,8- 205,1				P		1,5
17	4	301,5- 305,1				P		1,5
18	4	255,8- 262,0				P		2
19	5	327,9- 333,2				P	40/60	3
20	5	304,8- 310,8				P	40/60	3
21	5	213,0- 221,9	-4,2	-38		P	60/40	2
22	5	233,9- 240,6				P	40/60	2
23	5	195,0- 202,3				P	30/70	3
24	5	278,0- 281,8	-3,8/ -3,6	-37	5,86-6,16	P	30/70	5
25	5	222,0- 231,4				P	30/70	3
26	5	232,2- 239,7	-4,0	-		P	30/70	2
27	5	254,8- 259,2	-3,5/ -3,6	-38	5,71-5,86	P	30/70	3
28	5	264,3- 270,1				P	50/50	2
29	5	243,0- 253,3				P	60/40	1,5
30	5	284,4- 289,1	-3,6	-37	5,71	P	60/40	3
31	5	210,4- 221,2				P	60/40?	1,5
32	5	243,0- 253,3				P	60/40?	1,5
33	5	314,2- 316,2				P?	60/40	3
34	5	273,0- 278,9	-4,0	-38	6,45	P?	60/40	3
35	6	342,0- 350,6				P?	50/50	4
36	7	286,9- 293,4				S		3
37	7	229,9- 235,0				S	70/30	3,5
38	7	220,9- 230,2				S	60/40	3

39	8	271,8- 277,8					S?	60/40	3
40	9		-4,3	-41	-21	+1,9	6,88		25
41	10		-2,9/ -3,1	-37			4,80-5,11	80/20	8
42	11		-3,9	-47			6,30	80/20	30
43	11		-4,3	-48			6,88	40/60	20
44	11		-3,8/ -3,9	-36			6,16-6,30	90/10	10
45	12		-4,8/ -4,9	-48			7,59-7,73	80/20	7
46	12		-4,0/ -4,3	-37			6,45-6,88	80/20	8
47	12		-3,7/ -3,8	-39			6,01-6,16	70/30	15
48	12		-4,1	-49	-12		6,59	50/50	10
49	13		-3,8	-45			6,16	40/60	30

Tabla 7.7: Datos de las inclusiones fluidas (IF) de la muestra 3SAN-27 (cemento Q1, Fm. Sierra de Matute en San Felices). Cemento de cuarzo Q1, FIA: Asociación de inclusiones fluidas, Th: Temperatura de homogeneización, Tm ice: Temperatura de fusión del hielo, Tn: Temperatura de nucleación, Te: Temperatura eutéctica, Tm cl: temperatura de fusión de los clatratos, L:V: líquido:vapor, P: Primarias, S: Secundarias. Las temperaturas están expresadas en °C, la salinidad en NaCl wt %, el tamaño en µm.

2. Anquerita *saddle*: postdata a Q1 (fig. 7.16.D) y muestra un hábito característico con caras de cristal curvas, planos de exfoliación, y extinción ondulante bajo nicoles cruzados (Radke y Mathis, 1980; Spötl y Pitman, 1998). La anquerita *saddle* está reemplazada por calcita no ferrosa que preserva las caras curvas (fig. 7.16.E y F) y en ocasiones la extinción ondulante. Esta calcita no ferrosa contiene abundantes inclusiones sólidas o intercrecimientos de óxidos e hidróxidos de hierro, concentrados principalmente en los planos de exfoliación de la anquerita *saddle* original.

Se pueden diferenciar dos fases de anquerita (fig. 7.18.A). La primera (Sanq1) es más rica en óxidos e hidróxidos de hierro que la segunda (Sanq2). Ambas se encuentran reemplazadas por calcita no ferrosa, que presenta una composición equivalente en ambos casos: (Sr_{0,116} Mg_{0,731} Na_{0,028} Fe_{1,044} Mn_{0,283} Ca_{97,798}) (CO₃)₁₀₀ y un índice Mg/Ca= 0,008 (n=25, anexo 18). Sanq1 es no luminiscente en CL. Sanq2 muestra un aspecto más limpio puesto que contiene una menor cantidad de Fe. Presenta una luminiscencia anaranjada intensa en CL.

Cuando el espacio disponible es pequeño, se encuentra totalmente relleno por Sanq1, mientras que Sanq2 aparece en cuando el espacio de fractura a rellenar es mayor.

En ambos casos, las calcitas no ferrosas reemplazantes presentan inclusiones fluidas muy abundantes, con tamaños muy distintos entre sí (2-16 μm), y formas variables e irregulares. Los valores de los isótopos estables en ambas fases de calcita muestran valores muy similares, de $\delta^{13}\text{C}$ -6,54/-7,75 ‰ y $\delta^{18}\text{O}$ -8,10/-8,97 ‰ en la calcita no luminiscente y $\delta^{13}\text{C}$ -6,56/-7,43 ‰ y $\delta^{18}\text{O}$ -8,62/-8,95 ‰ en la calcita con luminiscencia intensa (tabla 7.8).

Anquerita calcitizada

Muestra	$\delta^{13}\text{C}$ VPDB	$\delta^{18}\text{O}$ VPDB	Formación
3SAN-3	-6,63	-8,21	Magaña
3SAN-4	-6,54	-8,27	Magaña
3SAN-4	-6,55	-8,10	Magaña
3SAN-5	-7,19	-8,88	Magaña
3SAN-16	-7,28	-8,42	Matute
3SAN-22	-7,75	-8,97	Matute
3SAN-27	-7,10	-8,25	Matue

Calcita no ferrosa (NFeC1)

3SAN-3	-6,94	-8,99	Magaña
3SAN-4	-6,91	-8,68	Magaña
3SAN-4	-6,56	-8,62	Magaña
3SAN-5	-7,43	-8,95	Magaña
3SAN-5	-6,84	-8,70	Magaña

Calcita ferrosa (FeC1)

3SAN-6	-7,92	-14,30	Magaña
3SAN-6	-7,93	-14,28	Magaña
3SAN-7	-8,84	-14,18	Magaña
3SAN-7	-8,89	-14,17	Magaña
3SAN-15	-7,94	-12,75	Magaña
3SAN-16	-7,65	-12,68	Matute
3SAN-16	-7,75	-12,89	Matute
3SAN-16	-7,66	-12,95	Matute
3SAN-27	-7,16	-11,94	Matute
3SAN-27	-7,23	-11,84	Matute

Calcita ferrosa (FeC2)

3SAN-4	-6,83	-8,09	Magaña
--------	-------	-------	--------

Calcita no ferrosa (NFeC2)

MAG-13	-7,39	-7,91	Matute
--------	-------	-------	--------

Tabla 7. 8. Resultados de los análisis de isótopos estables realizados en las fracturas de las areniscas del Grupo Tera. Matute: Fm. Sierra de Matute.

3. Calcita ferrosa (FeC1): postdata a la anquerita *saddle* (fig. 7.18.B, C y D). Normalmente muestra luminiscencia mate en CL. Presenta una composición media de ($\text{Sr}_{0,159} \text{Mg}_{1,280} \text{Na}_{0,023} \text{Fe}_{1,784} \text{Mn}_{0,440} \text{Ca}_{96,315}$) $(\text{CO}_3)_{100}$ y un índice $\text{Mg}/\text{Ca}=0,159$ ($n=37$, anexo 19). Contiene inclusiones fluidas de tamaños muy variables (2,5-19 μm) y morfologías irregulares.

Se trata de inclusiones fluidas secundarias con $T_h=168,0-391,6^{\circ}\text{C}$ y $T_{m\text{ ice}}= -3,7/-5,2^{\circ}\text{C}$ (tablas 7.9, 7.10 y 7.11). Como se puede observar en la fig. 7.19 las FIAs son muy inconsistentes y se ha registrado un valor atípico con $T_h= 409,1-412,7^{\circ}\text{C}$.

Los valores de isótopos estables para este cemento presentan valores de $\delta^{13}\text{C}$ $-7,16/-8,89$ ‰ y $\delta^{18}\text{O}$ $-11,84/-14,17$ ‰ (tabla 7.8). Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ son progresivamente más negativos con el aumento de la profundidad de enterramiento.

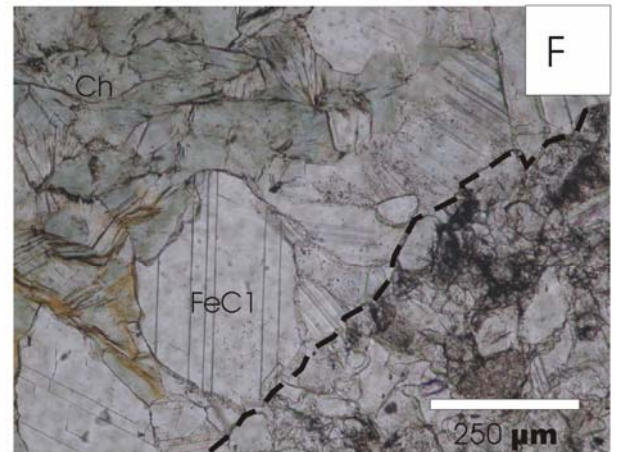
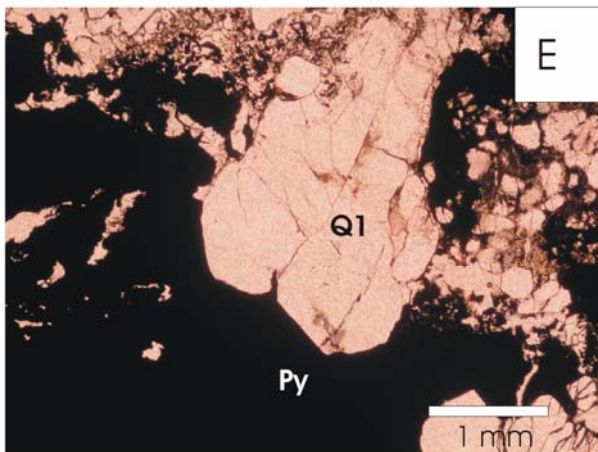
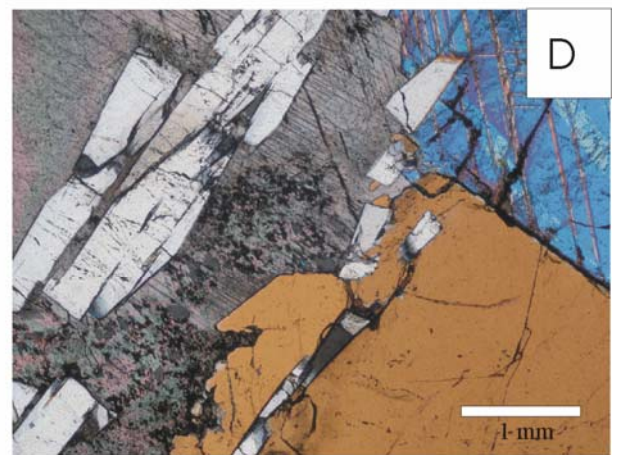
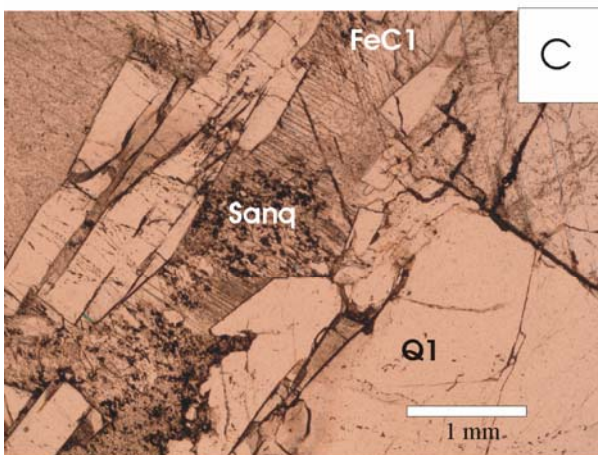
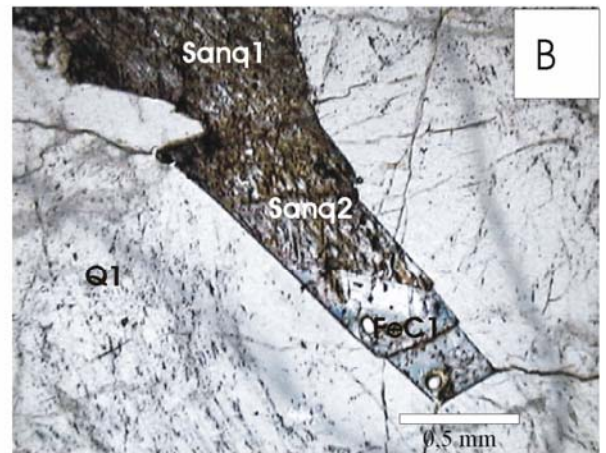
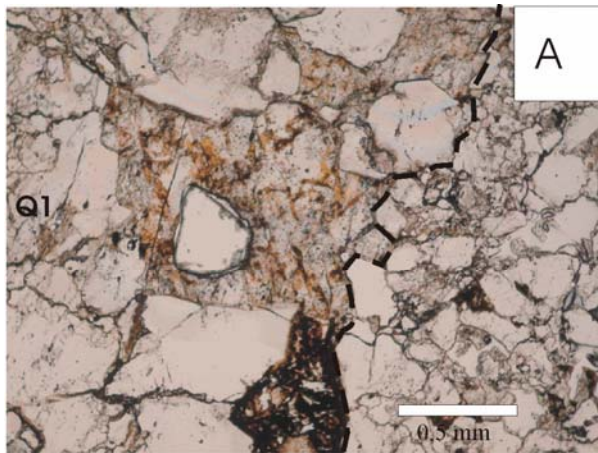


Fig. 7.18: Imágenes petrográficas de distintos aspectos de los rellenos de fracturas de la columna de San Felices. **A.** Contacto entre la arenisca (derecha) y el relleno de fractura (izquierda). En la fractura se observa como la Sanq2 postdata el cuarzo (lo engloba y lo corroe). 3SAN-4, NP. **B.** Calcita ferrosa (FeC1) postdatando a la ankerita *saddle*. Ésta última se adapta a las caras cristalinas del cuarzo (Q1) preexistente. **C y D.** Calcita ferrosa (FeC1) postdatando al cuarzo y a la ankerita calcitizada. Nótese como la calcita ferrosa se adapta a las caras de crecimiento del cuarzo. 3SAN-16, NP y NC. **E.** Contacto de un cristal de pirita posterior al cemento de cuarzo. 3SAN-3, NP. **F.** Clorita postdatando y corroyendo al cemento de calcita ferrosa. Obsérvese el contacto entre la arenisca (derecha) y el relleno de fractura (izquierda), y el gran tamaño de los abanicos de clorita. 3SAN-6, NP.

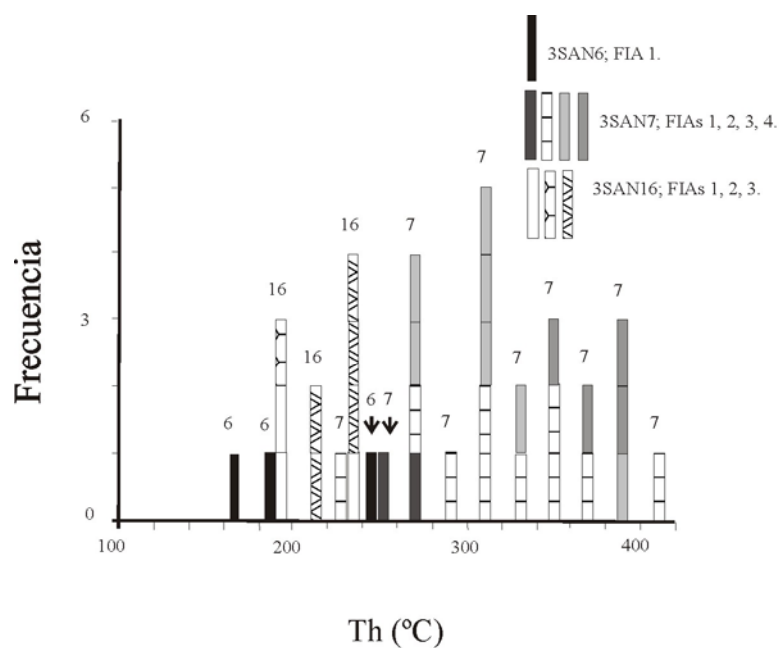


Fig. 7.19. Histograma para las inclusiones fluidas secundarias del cemento de calcita ferrosa. El número indicado sobre las barras corresponde con la muestra.

IF	FIA	Th	Tm ice	Tn	Salinidad	L:V	Tamaño	Origen
1	1	168,0- 172,0				70/30	4	S
2	1	238,6- 242,9				70/30	2	S
3	1	188,0- 192,3	-5,1/ -5,2	-37	8,00-8,14	70/30	5	S

Tabla 7.9: Inclusiones fluidas de la muestra 3SAN-6 (cemento de calcita ferrosa, Fm, Magaña en San Felices), FIA: Asociación de inclusiones fluidas, Th: Temperatura de homogeneización, Tm ice: Temperatura de fusión del hielo, Tn: Temperatura de nucleación, L:V: líquido:vapor, S: Secundarias. Las temperaturas están expresadas en °C, la salinidad en NaCl wt %, el tamaño en μm .

IF	FIA	Th	L:V	Tamaño	Origen
12	2	310,4- 311,8	80/20	14	S
13	3	302,0- 305,8	70/30	6	S
14	3	275,0- 281,6	60/40	3,5	S
15	3	312,0- 313,9	60/40	5	S
16	3	329,0-	70/30	8	S

IF	FIA	Th	L:V	Tamaño	Origen	17	3	330,5 303,4- 308,0	50/50	4	S
1	1	224,0- 230,0	90/10	5	S	18	3	267,0- 280,0	70/30	6	S
2	1	270,6- 279,0	60/40	4	S	19	4	379,4- 380,0	60/40	6	S
3	2	247,3- 253,6	90/10	3	S	20	4	383,1- 391,6		1,5	S
4	2	228,0- 236,8	80/20	3	S	21	4	340,4- 347,3		2	S
5	2	373,0- 373,3	80/20	18	S	22	4	385,5- 387,3	60/40	7	S
6	2	336,4- 337,1	60/40	19	S	23	4	386,6- 387,6	60/40	6	S
7	2	288,0- 295,9	50/50	2,5	S						
8	2	351,8- 352,8	60/40	7	S						
9	2	409,1- 412,7	90/10	5	S						
10	2	313,0- 317,0	80/20	15	S						
11	2	355,0- 358,9	80/20	2	S						

Tabla 7.10 : Inclusiones fluidas de la muestra

3SAN-7 (cemento de calcita ferrosa, Fm. Magaña en San Felices), FIA: Asociación de inclusiones fluidas, Th: Temperatura de homogeneización, L:V: líquido:vapor, S:

Secundarias. Las temperaturas están expresadas en °C, la salinidad en NaCl wt %, el tamaño en µm.

IF	FIA	Th	Tm ice	Tn	Salinidad	L:V	Tamaño	Origen
1	1	187,0- 189,2				95/5	15	S
2	1	194,6- 200,2				80/20	4	S
3	1	221,0- 225,5	-3,7/ -4,0	-46	6,01-6,45	85/15	5	S
4	2	184,8- 192,8				60/40	2,5	S
5	2	>279,6				80/20	6	S
6	3	223,9- 230,6				80/20	7	S
7	3	213,0- 219,9				90/10	2,5	S
8	3	228,3- 237,8					2	S
9	3	238,0- 241,3				80/20	7	S
10	3	213,0- 219,9				80/20	7	S

Tabla 7.11: Inclusiones fluidas de la muestra 3SAN-16 (cemento de calcita ferrosa, base de la Fm. Sierra de Matute en San Felices). Ver siglas en tabla 7.10.

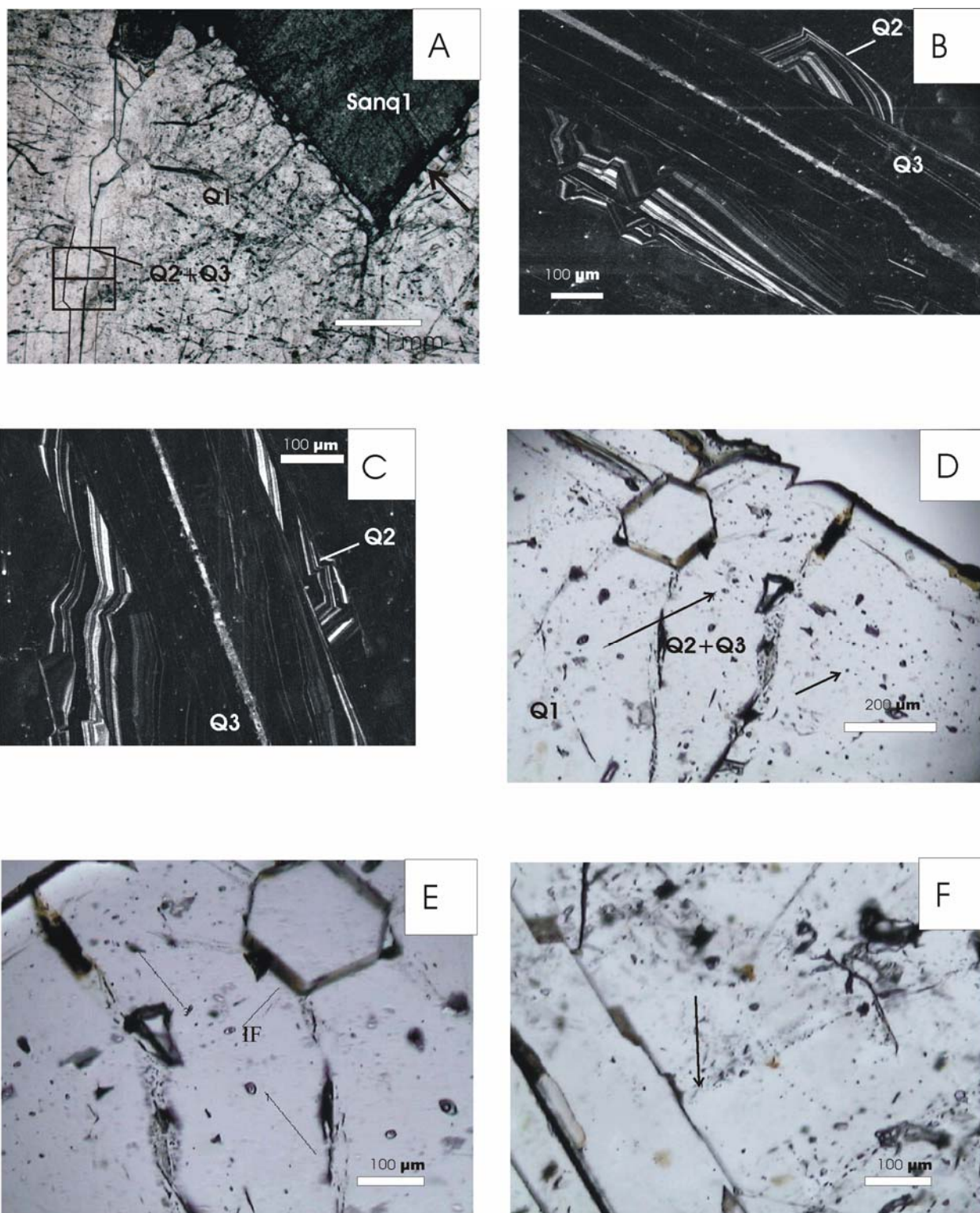


Fig. 7.20: Imágenes petrográficas de distintos aspectos de los rellenos de fracturas de San Felices. **A.** Fractura que corta a Q1 (se han dibujado los bordes para facilitar la distinción). Se encuentra rellena por un cemento de cuarzo más limpio y más pobre en inclusiones fluidas (Q1+Q2). Obsérvese la corrosión del cuarzo por ankerita (ver flecha). 3SAN-16, NP. **B y C.** Detalles de la zona anterior. B se corresponde con el rectángulo superior de la imagen anterior y C con el rectángulo inferior. Q2 presenta bandeado y zonado sectorial (parte inferior). Q3 postdata a Q2, es no luminiscente y rellena una fractura lineal. 3SAN-16, SEM-CL. **D.** Detalle de la fractura de la fotografía A. Se observan FIAs de carácter secundario con respecto a Q2+Q3, puesto que cruzan el relleno de fractura (uniendo las puntas de las dos flechas se sigue la orientación de una FIA). **E.** Detalle de la imagen anterior. Nótese que la inclusión fluida marcada (IF) se encuentra dentro de una FIA secundaria respecto Q2+Q3. **F.** Detalle de la fractura de la fotografía A. La FIA señalada por la flecha es primaria respecto a Q1, y previa a los cementos Q2 y Q3.

4. Pirita: Los cristales de pirita aparecen tanto en las fracturas como reemplazando la roca caja. Normalmente presentan formas cúbicas y tamaños muy variables (desde menos de 1 mm hasta varios centímetros). Se han observado cementos de cuarzo y clorita que crecen sobre las piritas cuando éstas reemplazan el esqueleto de la arenisca. Basándose en esta evidencia textural, consideramos que la clorita postdata la pirita también en los rellenos de fracturas. En la fig. 7.18.E se observa que la pirita postdata a Q1. La precipitación de piritas cúbicas ha sido asociada con el pico metamórfico cretácico (Alonso-Azcárate *et al.*, 1999).

5. Clorita: la clorita postdata y corroee localmente la calcita ferrosa (FeC1, fig. 7.18.F). Presenta colores verdosos y morfologías en abanico de tamaño muy grande (50-100 μm). La composición es ferro-magnesiánica. La clorita también ha sido interpretada como un resultado de la alteración hidrotermal cretácica (Alonso-Azcárate *et al.*, 1999, Mata *et al.*, 2001).

6. Cuarzo (Q2): Postdata al menos a Q1 y a la ankerita *saddle* (fig. 7.20.A). Q2 rellena pequeñas fracturas (figs. 7.20.A) que cortan la estructura moteada de Q1 (fig. 7.20.B). Por lo tanto, se puede deducir un proceso de fracturación posterior a Q1 y anterior a Q2. Sobre Q2 se desarrollan texturas bandeadas de cuarzo luminiscente y no luminiscente y ocasionalmente zonado sectorial (figs. 7.20.B y 7.20.C). El zonado sectorial se forma como consecuencia de composiciones ligeramente diferentes en las distintas caras cristalográficas (Vernon, 2004). Esto se debe normalmente al distinto número de enlaces que quedan expuestos por cada cara cristalina, que consecuentemente atraen distintos tipos de cationes, especialmente durante el crecimiento fuera del equilibrio. Por ello este tipo de zonado es común con tasas de crecimiento relativamente altas, lo que refuerza la hipótesis del origen metamórfico de este cemento. El zonado sectorial del cuarzo ha sido relacionado con distintas concentraciones de aluminio u otros metales de transición en la estructura cristalina del cuarzo (Kraishan *et al.*, 2000).

7. Cuarzo (Q3): este cemento corta a Q2 y se trata de un relleno de fractura no luminiscente (figs. 7.20.B y 7.20.C). Utilizando microscopía convencional los cementos Q1 y Q2 aparecen como un único cemento de cuarzo (fig. 7.19.A), pudiendo reconocerse únicamente mediante SEM-CL. Se han observado inclusiones fluidas secundarias a Q2 y Q3 (fig. 7.20.D y E). Las FIAs consistentes muestran $T_h=281,2-305,2^\circ\text{C}$ y $T_m\text{ ice}=-4,9/-5,2^\circ\text{C}$ (tabla 7.12. y fig. 7.21). Aparecen también FIAs inconsistentes, que presentan T_h inferiores y superiores a las consistentes. En la fig. 7.19.F se observan FIAs primarias a Q1, que no atraviesan los cementos Q2 y Q3.

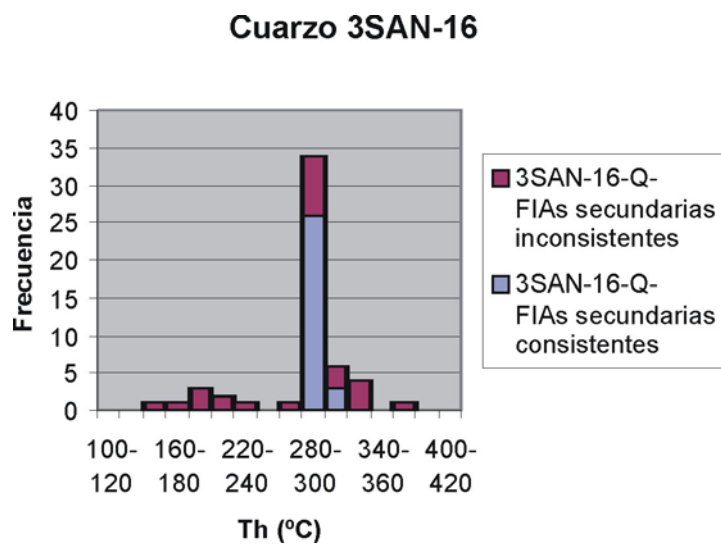


Fig. 7.21. Histograma de las inclusiones fluidas secundarias a los cementos de cuarzo Q2 y Q3 (muestra 3SAN-16).

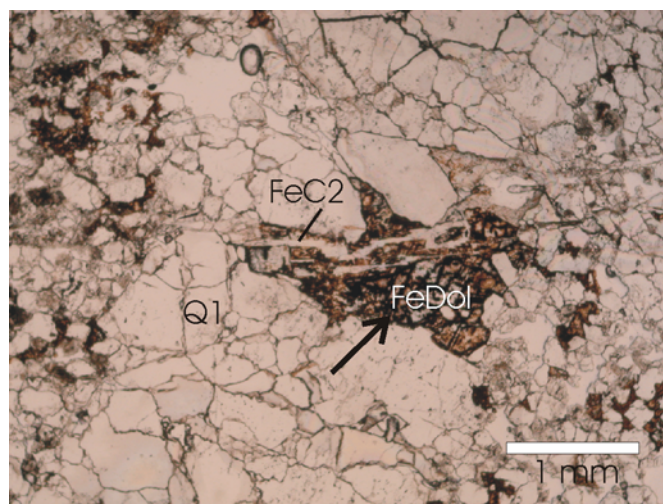


Fig. 7.22. Fractura en la arenisca rellena de cuarzo (Q1) y posteriormente de anquerita *saddle* calcitizada. Esta fractura se encuentra cortada por otra posterior rellena de calcita ferrosa (FeC2). La flecha señala el contacto del borde corroído en contacto con la anquerita *saddle* calcitizada (muestra 3SAN-16).

IF	FIA	Th	Tm ice	Tn	Te	Tm cl	Tn cl	Salinidad	Origen	L:V	Tamaño
1	1	330,0-331,7	-5,7/-6,0	-49	-21,4	7,6/8,6	-29	8,81-9,21	S	70/30	12
2	1	285,0-286,9							S	80/20	50
3	1	198,0-200,5	-	-40					S	85/15	4

4	1	200,0-203,4							S	75/25	5
5	1	220,6-223,2							S	75/25	14
6	1	192,3-198,2							S	85/15	3
7	1	208,3-213,3	-	-44					S	70/30	7
8	1	186,8-187,7							S	85/15	4
9	2	175,4-180,4							S	80/20	3
10	2	284,0-288,6	-4,8/-4,5	-47				7,59-7,17	S	60/40	5
11	2	300,6-305,8	-4,8/-5,0	-47		4,1-5,1		7,59-7,86	S	60/40	7
12	2	310,0-314,0	-4,7/-5,0	-48		3,0?		7,45-7,86	S	60/40	7
13	2	268,3-276,7							S	70/30	3
14	2	285,0-289,4	-4,7/-4,9	-46		3,0?		7,45-7,73	S	70/30	8
15	2	377,1-381,0	-4,0/-4,3	-51		7,6-8,6	-30	6,45-6,88	S	40/60	10
16	3	>277,0							S	80/20	15
17	3	>294,0							S	70/30	13
18	3	290,9-300,1							S	60/40	8
19	3	293,0-295,3	-4,7/-4,8	-48	-17	8,1	-37	7,45-7,59	S	90/10	8
20	3	290,9-300,3	-2,8/-2,9	-47		8,1-8,8	-37	4,65-4,80	S	60/40	6
21	3	290,7-300,0							S	60/40	3
22	3	295,4-300,5	-4,9/-5,0	-47		7,5-8,2	-36	7,73-7,86	S	60/40	4,5
23	3	300,7-305,2							S	60/40	9
24	3	290,2-300,0							S	60/40	4,5
25	4	286,-293,0							S	70/30	8
26	4	284,8-295,0							S	80/20	4
27	4	288,0-292,4							S	70/30	8
28	4	294,9-300,0	-3,6/-3,8	-47		9,1-10,1	-34	5,86-6,16	S	70/30	3,5
29	4	291,5-294,9	-5,0/-5,2	-48	-20	7,5-8,3	-37	7,86-8,14	S	80/20	4,5
30	4	281,3-290,6	-4,5/-4,8	-42	-20	6,1-7,1	-38	7,17-7,59	S	60/40	2,5
31	5	294,5-300,1							S	60/40	5
32	5	296,0-300,2							S	60/40	9
33	5	299,5-301,5							S	70/30	9

34	5	291,0- 294,9	-4,7/ -5,0	-47	-20	8,2-9,0	-36	7,45-7,86	S	60/40	6
35	5	292,0- 295,6							S	60/40	9
36	5	287,2- 291,5	-4,5/ -4,7	-47		7,1-8,1	-37	7,17-7,45	S	60/40	4,5
37	5	294,3- 300,9	-4,9/ -5,1	-47		8,1-9,0	-33	7,73-8,00	S	50/50	4
38	5	295,4- 300,7	-4,7/ -5,0	-47		8,0-9,5	-36	7,45-7,86	S	60/40	7,5
39	5	291,0- 297,0	-4,2/ -4,5	-47		7,0-8,2	-37	6,74-7,17	S	70/30	3
40	5	289,0- 295,5	decre						S	70/30	2,5
41	6	294,8- 300,8	-4,8/ -4,6	-48	-21	7,7/8,5	-37	7,31-7,59	S	80/20	3
42	6	293,0- 300,8	-4,8/ -5,0	-48		7,6/8,5	-38	7,59-7,86	S	80/20	4
43	6	293,0- 298,5	-4,7/ -4,9	-47		7,1/8,2	-37	7,45-7,73	S	60/40	4
44	6	293,3- 299,7	-4,7/ -4,9	-47		9,1/ 10,2	-33	7,45-7,73	S	60/40	6
45	7	286,0- 290,9	-						S	80/20	6
46	7	320,0- 323,7	-3,7/ -3,9	-42		6,3/7,0	-39	6,01-6,30	S	80/20	11
47	7	231,0- 240,7	-4,4/ -4,5	-48				7,02-7,17	S	70/30	7
48	7	150,0- 155,5	-3,7/ -4,0	-45				6,01-6,45	S	90/10	13
49	7	287,3- 294,4	-4,7/ -4,9	-40				7,45-7,73	S	90/10	8
50	7	305,4- 310,2	-4,9/ -4,6	-41		7,1/8,2	-38	7,31-7,73	S	85/15	6
51	8	281,0- 290,9	-4,8/ -4,6	-38		8,1/9,0	-33	7,31-7,59	S	60/40	6
52	8	282,0- 290,5	-4,8/ -5,0	-47	-19	10,0/ 11,0	-31	7,59-7,86	S	60/40	6
53	8	318,0- 325,0	-2,6	-47		9,6/ 10,5	-31	4,34	S	60/40	2,5
54	9	294,4- 301,6	-5,0/ -5,2	-47		8,6/ 9,4	-34	7,86-8,14	S	60/40	2
55	9	290,0- 300,3	-3,9/ -4,2	-48		8,4/ 9,5	-37	6,30-6,74	S	60/40	3
56	9	289,8- 300,0	-	-48		8,6/ 9,6	-28		S	60/40	2,5

Tabla 7.12: Inclusiones fluidas en muestra 3SAN-16 (cemento de cuarzo, base de la Fm. Sierra de Matute en San Felices). Son secundarias con respecto a los cementos de cuarzo Q2 y Q3. FIA: Asociación de inclusiones fluidas, Th: Temperatura de homogeneización, Tm ice: Temperatura de fusión del hielo, Tn: Temperatura de nucleación, L:V: líquido:vapor, S: Secundarias. Las temperaturas están expresadas en °C, la salinidad en NaCl wt %, el tamaño en µm.

8. Calcita ferrosa (FeC2): este cemento rellena pequeñas fracturas que cortan las fases anteriormente descritas (fig. 7.22.A). No existen evidencias texturales que muestren que FeC2

postdate Q2 y Q3, puesto que éstas dos últimas fases han sido observadas en SEM-CL, y las muestras estudiadas en SEM-CL no incluían FeC2. Este tipo de cementos, junto con los de calcita no ferrosa (NFeC), posiblemente tienen un origen equivalente a los del apartado 7.2.2.6. (cementos telodiagénéticos relacionados con la orogenia alpina).

9. Calcita no ferrosa (NFeC): este cemento rellena el espacio remanente no ocupado por FeC1. Presenta una composición media de ($\text{Sr}_{0,177} \text{Mg}_{0,795} \text{Na}_{0,039} \text{Fe}_{0,083} \text{Mn}_{0,112} \text{Ca}_{98,795}$) (CO_3)₁₀₀ y un índice Mg/Ca= 0,008 (n=61, anexo 20).

La figura 7.23 resume la secuencia de procesos y cementos para las fracturas de San Felices.

7.7.4. INTERPRETACIÓN

Basándonos en las características petrográficas que han sido descritas en el apartado anterior, la información aportada por la microtermometría de las inclusiones fluidas y los isótopos estables, es posible reconstruir la secuencia de procesos que han afectado al Grupo Tera en la zona de San Felices.

Como punto de partida, conviene señalar que los sedimentos del Grupo Tera en la zona de San Felices sufrieron un enterramiento de unos 5000 m desde el Tithoniense al final del Cretácico, basándose en cortes parcialmente compensados (Guimerà *et al.*, 1995; Mas *et al.*, 2003).

1. Cuarzo (Q1): Las inclusiones fluidas primarias respecto a Q1 muestran $T_h = 194,8\text{--}350,6^\circ\text{C}$ (fig. 7.17, tabla 7.7). Basándose en las temperaturas eutécticas detectadas ($T_e = -19/\text{--}21^\circ\text{C}$) se ha utilizado un modelo NaCl-H₂O para la interpretación de la salinidad. Las salinidades calculadas se encuentran entre 5,56-7,31 wt % NaCl eq. Es probable que además existiesen pequeñas cantidades de otros iones. Los componentes principales deducidos para los clatratos son CO₂ y CH₄, sobre la base de los eventos de congelación observados a temperaturas en torno a -60°C y -180°C . Mantilla-Figueroa (1999) describe evidencias de CH₄, N₂ y H₂S usando microsonda Raman en inclusiones fluidas del Gr. Tera.

Consideramos que las inclusiones fluidas primarias a Q1 se encuentran probablemente relacionadas con un proceso de alteración hidrotermal basándonos en los siguientes datos:

A. Las altas temperaturas de homogeneización ($194,8\text{--}350,6^\circ\text{C}$) deben estar relacionadas con un proceso termal, puesto que son demasiado elevadas para ser interpretadas como temperaturas de enterramiento. Para la edad del primer metamorfismo (Albiense tardío-Coniaciense, Casquet *et al.*, 1992), se estima una profundidad de enterramiento para la zona de San Felices de 4700 m. Asumiendo un gradiente geotérmico de $30^\circ\text{C}/\text{Km}$ y 20°C de temperatura superficial, la temperatura estimada alcanzada por enterramiento no sería superior a 161°C .

B. La elevada variabilidad de los datos de T_h dentro de cada FIA (fig. 7.17, tabla 7.7) se debe probablemente al reequilibrio natural de las inclusiones fluidas durante el proceso

metamórfico. Las altas temperaturas provocarían el *stretching* o expansión de las inclusiones fluidas. En este sentido, el valor atípico ($T_h = 402,7-405,8^\circ\text{C}$) se puede considerar como un miembro final de este proceso de expansión. También se han observado frecuentes procesos de decrepitación. Tanto la expansión como la decrepitación se deben al sobrecalentamiento, que puede provocar sobrepresión, siendo ambos procesos típicos en inclusiones fluidas en sistemas metamórficos (Goldstein y Reynolds, 1994).

C. La textura moteada del cuarzo (Q1) en SEM-CL (fig. 7.16.B), que interpretamos como una fábrica de recrystalización. Las relaciones de corte y cruce indican que Q2 y Q3 postdatan a Q1 (figs. 7.19.A, B, C, D, E, F). Posiblemente Q2 y Q3 postdatan el proceso de recrystalización que generó dicha textura moteada, puesto que no presentan dicha textura y sus características de CL son totalmente diferentes: Q1 no muestra ni textura bandeada ni zonado sectorial en CL como Q2 y Q3.

El desarrollo de esta fábrica moteada es consistente con un proceso de recrystalización de Q1 durante el metamorfismo cretácico. La anquerita *saddle* y la clorita postdatan a Q1, y ambas fases han sido interpretadas como relacionadas con el metamorfismo hidrotermal cretácico. Q2 y Q3 rellenan fracturas que postdatan esta mineralización cretácica, y no presentan dicha textura.

La recrystalización de cementos de cuarzo ha sido previamente descrita por Goldstein y Rossi (2002). También existen trabajos en cementos de cuarzo en venas hidrotermales (p.ej.: Rusk y Reed, 2002; Rush *et al.*, 2006).

Basándose en las relaciones petrográficas, el cemento Q1 podría estar relacionado con el metamorfismo cretácico. Posiblemente sus inclusiones fluidas primarias sean indicativas de las condiciones de recrystalización de dicho cemento, más que de sus condiciones originales de precipitación. Esto indicaría durante el metamorfismo cretácico que las temperaturas alcanzaron al menos 405°C . Una hipótesis alternativa sería que dichas inclusiones primarias se reequilibraran durante el metamorfismo eoceno. En este caso, reflejarían las condiciones de este segundo proceso metamórfico. Esta hipótesis está apoyada por la semejanza de salinidades entre las inclusiones fluidas primarias de Q1 (5,56-7,31 wt % NaCl eq.) y las inclusiones fluidas secundarias de Q2 y Q3 (4,73-8,14 wt % NaCl eq.). Consideramos que la primera hipótesis es más probable basándose en los siguientes razonamientos:

-No se han observado FIAs consistentes primarias respecto a Q1, que por otra parte muestra texturas de recrystalización. Sin embargo, existen FIAs muy consistentes secundarias respecto a Q2 y Q3 ($T_h = 281,2-305,2^\circ\text{C}$). La consistencia de estas FIAs nos indica que dichas inclusiones no se han reequilibrado. Además, Q2 y Q3 conservan sus fábricas primarias de crecimiento indicando que no han recrystalizado. Estas observaciones sugieren que el máximo termal se alcanzó durante el metamorfismo cretácico, provocando el reequilibrio de las inclusiones fluidas primarias y la recrystalización de Q1. Las inclusiones fluidas secundarias

respecto a Q2 y Q3 probablemente postdaten esta recristalización puesto que no se han reequilibrado. Las Th de las FIAs consistentes son inferiores a los valores elevados (400°C) obtenidos en Q1. Por lo tanto, el pico termal debió alcanzarse antes del atrapamiento de las FIAs secundarias a Q2 y Q3. Las elevadas Th de dichas inclusiones secundarias (Th=281,2-305,2°C) son demasiado elevadas como para explicarlas mediante el enterramiento, por lo que podrían ser indicativas de su atrapamiento durante un estadio retrógrado del metamorfismo cretácico o durante el metamorfismo eoceno.

2. Anquerita *saddle* (Sanq): las morfologías de la anquerita son consistentes con temperaturas de precipitación elevadas. La anquerita *saddle* precipita típicamente a partir de fluidos que se encuentran a temperaturas de entre 80 y 200°C (Spötl y Pitman, 1998). Un cemento similar ha sido identificado por Benito *et al.* (2001, 2006a) en la formación infrayacente (Fm. Calizas con corales Torrecilla en Cameros, Kimmeridgiense Inferior). Estos autores definen el cemento como anquerita *saddle* reemplazada por calcita no ferrosa, por la presencia de relictos de anquerita. Benito *et al.* (2001, 2006 a) asocian la anquerita con el metamorfismo hidrotermal cretácico. Ochoa (2006) describe una anquerita mangánica en las areniscas del Gr. Urbión (Berriasiense terminal-Barremiense), por lo que parece que esta fase se encuentra muy extendida estratigráficamente.

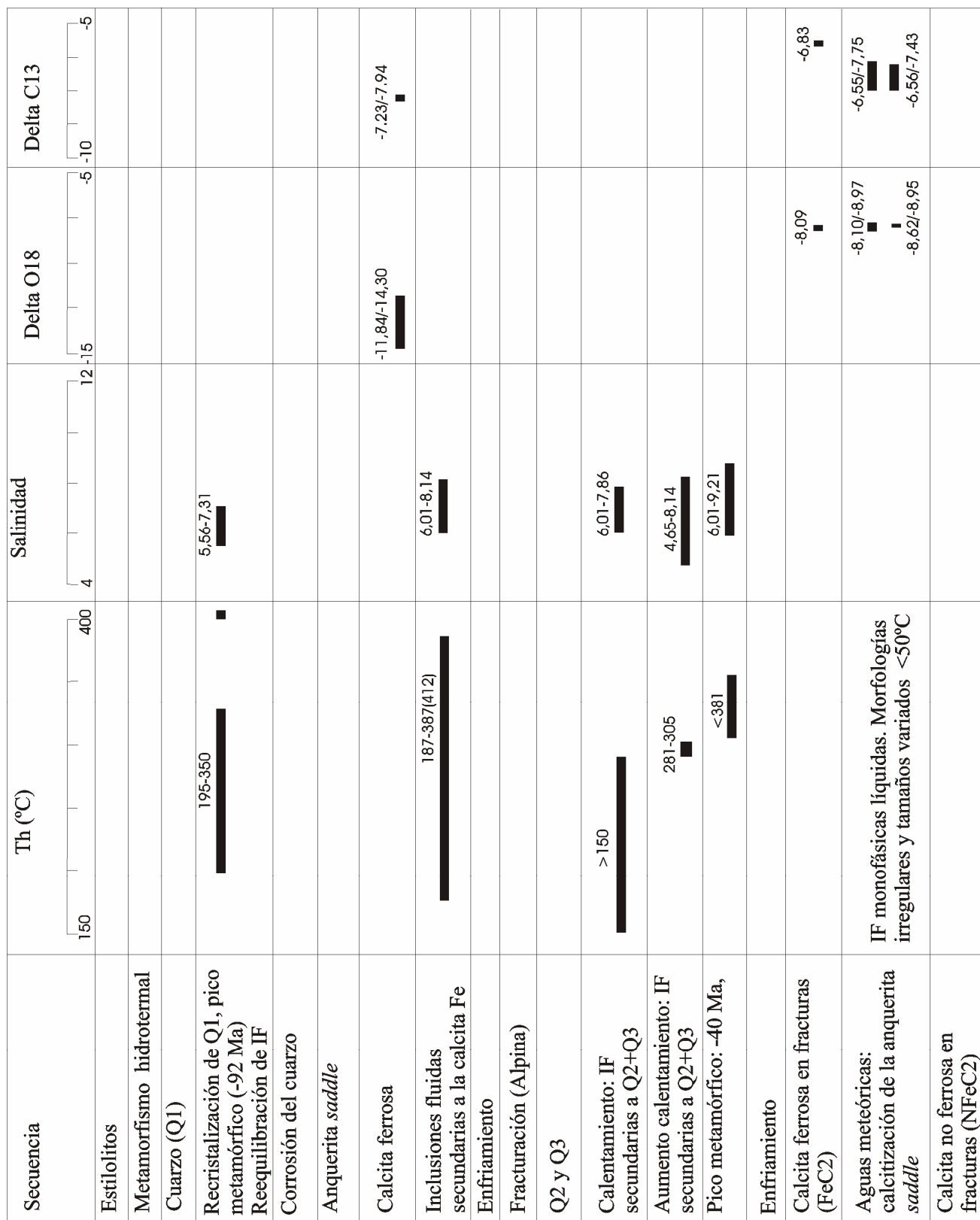


Fig. 7.23. Secuencia de procesos y cementos de las fracturas de San Felices.

3. Calcita ferrosa (FeC1): Esta fase mineral contiene inclusiones fluidas principalmente secundarias con Th=168,0-391,6°C y salinidades de 6,01-8,14 wt % NaCl eq. (fig. 7.20 and tablas 7.9, 7.10, 7.11). Las FIAs son muy inconsistentes, lo que señala a un proceso de reequilibrio. Las Th están en el mismo rango de datos que las obtenidas en las inclusiones fluidas de Q1. Puesto que la calcita ferrosa postdata a Q1, estas Th obtenidas en las inclusiones fluidas secundarias podrían estar relacionadas con el metamorfismo cretácico o el metamorfismo eoceno. Consideramos que estas temperaturas están más probablemente relacionadas con el metamorfismo cretácico, basándonos en las siguientes evidencias:

- A. Q2 y Q3 postdatan a la calcita ferrosa (FeC1). Como ya se ha indicado, las inclusiones fluidas secundarias a Q2 y Q3 se formaron probablemente durante el Eoceno o bien se entramparon durante una posible etapa de metamorfismo retrógrado cretácica. Las Th de estas inclusiones posteriores a Q2 y Q3 muestran Th considerablemente inferiores (Th=281,2-305,2°C) a las inclusiones de la calcita ferrosa (Th=168,0-391,6°C).
- B. La elevada variabilidad en las Th de estas inclusiones secundarias a la calcita ferrosa (FeC1) y el valor atípico con Th=409,1-412,7°C (fig. 7.20 y tablas 7.9, 7.10, 7.11) se deben probablemente al reequilibrio termal. Al igual que en Q1, este reequilibrio podría deberse a un proceso de *stretching* o expansión asociado al aumento de la temperatura durante el metamorfismo cretácico, que podría haberse visto posteriormente incrementado por el metamorfismo eoceno.
- C. Las temperaturas están en el mismo rango de temperaturas que las obtenidas en inclusiones primarias a Q1.

Los valores de isótopos estables en este cemento son de $\delta^{13}\text{C}$ -7,16/-8,89 ‰ y $\delta^{18}\text{O}$ -11,84/-14,17 ‰ (tabla 7.5). Estos valores tan negativos de $\delta^{18}\text{O}$ se explican mediante la precipitación a altas temperaturas, puesto que la calcita ferrosa (FeC1) postdata y predata fases de alta temperatura (Q1 y clorita, respectivamente). Además, las inclusiones fluidas secundarias de la calcita ferrosa (FeC1) muestran Th muy altas, y no se observan inclusiones fluidas primarias monofásicas líquidas. Los valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ se interpretan como el resultado de la influencia de fuentes orgánicas locales (Benito *et al.*, 2001, 2006 a).

El $\delta^{18}\text{O}$ de la calcita ferrosa (FeC1) es progresivamente más negativo con el aumento de la profundidad. Asumiendo que la composición isotópica del fluido se mantuvo, la temperatura de precipitación decrece hacia techo. Este dato es indicativo de la existencia de un fuerte gradiente geotérmico. La diferencia total de profundidad entre las muestras es 370 m. Las paleotemperaturas han sido calculadas usando la ecuación de Friedman y O'Neil (1977). Se ha aplicado dicha ecuación para dos posibles escenarios, uno en el cual la muestra inferior

precipitó a 200°C y otro en el cual dicha muestra precipitaría a 300°C (fig. 7.24). Estas dos temperaturas se eligieron porque 200°C está próximo a la T_h menor obtenida en las inclusiones primarias a Q1 (194,8°C), y 300°C se encuentra próxima a las temperaturas más elevadas (350,6°C), eliminando los valores atípicos. Para 200°C, se calcula un gradiente de 153°C/Km en la parte inferior, y de 72°C/Km en la parte superior de la sección. Para 300°C, los datos indican un gradiente de 276°C/Km en la parte inferior y 121°C/Km en la parte superior (fig. 7.24). Se trata de un gradiente elevado y que decrece de base a techo, debido probablemente a la inyección rápida de fluidos calientes en rocas más frías. Este tipo de gradiente se puede explicar mediante un proceso metamórfico hidrotermal. Camprubí *et al.* (2006) registraron un gradiente semejante en las venas del sistema hidrotermal (170-200°C/Km) de Cobre-Babilonia en Méjico, midiendo inclusiones fluidas en calcita, escalerita y cuarzo.

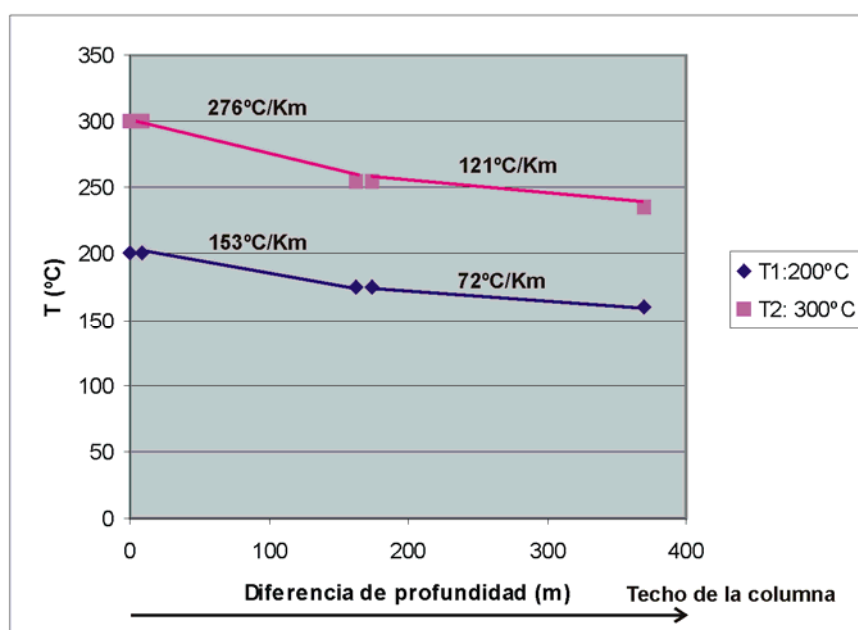


Fig. 7.24: Representación gráfica de los gradientes obtenidos a partir de los isótopos de oxígeno en la calcita ferrosa (FeC1). La curva azul representa un primer escenario en el que la calcita de la muestra inferior precipitaría a 200°C, mientras que la curva rosa dicha calcita precipitaría a 300°C. Nótese que el gradiente disminuye al disminuir la profundidad.

La calcita ferrosa (FeC1) postdata a Q1 y predata la clorita. Estas dos fases minerales han sido previamente adscritas al metamorfismo cretácico. El cloritoide se observa en otras áreas de la cuenca (Guiraud y Seguret, 1985, Mata *et al.*, 1990, Casquet *et al.*, 1992, Barrenechea, 1994, Barrenechea *et al.*, 1995, Mata, 1997, Mantilla-Figueroa, 1999, Mantilla-Figueroa *et al.*, 2002, Ochoa, 2006) y se ha considerado un mineral índice de bajo grado (Kisch, 1983; Frey, 1987), que se forma a temperaturas comprendidas entre 220°C (Bucher y Frey, 1994) y 300-370°C (Barnicoat *et al.*, 1997).

El cloritoide aparece en el Gr. Urbión en el sector oriental de la Cuenca de Cameros, en el cual las temperaturas del metamorfismo cretácico alcanzaron 330-370°C, sobre la base de las cristalinidades de la clorita y de la illita y a la termometría de isótopos del azufre en inclusiones de anhidrita de las piritas (Casquet *et al.*, 1992; Barrenechea 1994, Alonso-Azcárate *et al.*, 1999). Barrenechea *et al.* (1995) determinaron condiciones de epizona para la zona de Yanguas sobre la base de las asociaciones de minerales de la arcilla y la cristalinidad de la illita y la clorita. Ochoa (2006) Interpreta como relacionadas con el metamorfismo hidrotermal las inclusiones fluidas primarias de cementos sintaxiales de cuarzo en el Gr. Urbión, que presentan Th= 95-226,5°C.

En el Gr. Tera cabría esperar la presencia de cloritoide, debido a las altas temperaturas medidas en las inclusiones fluidas de este trabajo, que alcanzan Th de entre 300-400°C en las fracturas del Gr. Tera. Además, la profundidad de enterramiento del Gr. Tera (SD 1 y 2) es muy superior a la del Gr. Urbión (DS 4, 5, 6 and 7).

Interpretamos que estas altas temperaturas se alcanzaron sólo en los paleofluidos que precipitaron los cementos en las fracturas, pero no en la roca caja, probablemente debido a su baja permeabilidad (como ya se ha explicado en el apartado 6.2. las areniscas del Gr. Tera sufrieron procesos de compactación y cementación muy intensos antes de la alteración hidrotermal). Los datos de cristalinidad de la illita y la clorita indican condiciones de anquizona a epizona para la roca caja del Gr. Tera en San Felices (tabla 7.11), mientras que en el Gr. Urbión se alcanzaron condiciones de epizona (Barrenechea, 1994). Por lo tanto, la temperatura que alcanzó la roca fue probablemente menor en el Gr. Tera, a pesar de su mayor profundidad de enterramiento (unos 2 Km de diferencia). Esta consideración implica que las temperaturas estuvieron fundamentalmente relacionadas con el flujo de fluidos y no directamente con la profundidad de enterramiento, tal y como han descrito previamente Alonso-Azcárate *et al.* (1995) y Barrenechea *et al.* (1995, 2000, 2001). La baja permeabilidad de la roca caja en el Gr. Tera provocó un gradiente de temperatura entre las fracturas y la roca caja. El cloritoide posiblemente no se formó en el Gr. Tera como consecuencia de la baja permeabilidad de la roca caja.

Debido a esta baja permeabilidad, probablemente cuanto más lejos de la fractura menor sería la temperatura de la roca caja. Éste es un rasgo característico de los sistemas hidrotermales, en los que las relaciones producidas en los rellenos de fractura tienen lugar en condiciones diversas a la roca caja. Por lo tanto, es importante concluir que se debe tener precaución cuando se comparan temperaturas y gradientes, dependiendo de si los valores se registraron en la roca caja o en las venas.

La permeabilidad de la roca caja en el Gr. Urbión en el sector oriental de la Cuenca de Cameros fue probablemente mayor que la del Gr. Tera para el mismo sector de la cuenca,

permitiendo la formación de cloritoide en la roca caja. Debieron existir una serie de factores que favorecieron la circulación de los fluidos hidrotermales en el Gr. Urbión:

- I. La porosidad pudo ser conservada por el emplazamiento de hidrocarburos en las areniscas del Gr. Urbión, que constituyeron paleoalmacenes (Mas *et al.*, 2002; Mas *et al.*, 2003; Ochoa *et al.*, 2007).
- II. El grado de diagénesis alcanzado por el Gr. Tera para el momento temporal del metamorfismo cretácico era mucho mayor que el alcanzado para el Gr. Urbión.
- III. La arquitectura del sistema fluvial en el Gr. Urbión pudo ser más favorable comparada con la arquitectura fluvial del Gr. Tera, puesto que la relación facies canalizadas/facies no canalizadas es mayor que en el Gr. Tera (Mas *et al.*, 1993, 2002 y 2003).
- IV. Presencia de fracturas primarias relacionadas con vertisoles en las lutitas, que pudieron favorecer la circulación hidrotermal (Alonso-Azcárate *et al.*, 1999).

Además, la discontinuidad entre los Grupos Oncala y Urbión, bajo la que se localizan las *black shales* de Oncala permitió una mayor penetración de los fluidos en el Grupo Urbión, en comparación con el Grupo Tera.

Por lo tanto, el metamorfismo hidrotermal en el Gr. Tera estuvo más focalizado en las fracturas, en comparación con el Gr. Urbión.

4 y 5. Pirita y clorita: Ambas fases han sido asociadas con el metamorfismo cretácico en estudios previos (Alonso-Azcárate *et al.*, 1999; Mata *et al.*, 2001; Ochoa, 2006).

6 y 7. Cuarzo, Q2 y Q3: Como se ha explicado en el apartado anterior, algunas FIAs secundarias a Q2 y Q3 presentan Th muy consistentes (Th=281,2-305,2°C), que no han debido sufrir reequilibrio termal. Podrían estar relacionadas con un estadio retrógrado del metamorfismo cretácico o con el metamorfismo eoceno. Consideramos que se encuentran más probablemente relacionadas con éste último basándonos en las siguientes razones: 1. La anquerita *saddle* precipitó después del cuarzo con textura moteada (Q1) y dos estadios de cuarzo diferentes (Q2 y Q3), que rellenan las fracturas tardías. 2. Las FIAs no se encuentran reequilibradas, por lo que probablemente no sufrieron un calentamiento muy intenso después de ser atrapadas. 3. Estas inclusiones fluidas postdatan dos estadios distintos de fracturación, rellenos con dos cementos de cuarzo diferentes (Q2 y Q3), que postdatan al cuarzo moteado (Q1). Por lo tanto, estas FIAs probablemente postdatan la recrystalización del cuarzo asociada con el metamorfismo cretácico. 4. Las temperaturas deducidas mediante microtermometría de la clorita por Mantilla-Figueroa *et al.* (2002) están en el mismo rango (290°C).

Algunas de estas inclusiones fluidas secundarias a Q2 y Q3 muestran Th=150-381°C. Se trata de FIAs inconsistentes que presentan petrográficamente el mismo origen que las consistentes (con Th=281,2-305,2°C) (tabla 7.12). Por ello, cabe esperar que se encuentren relacionadas con el mismo proceso metamórfico, que como se acaba de explicar, posiblemente

se corresponda con el metamorfismo eoceno. Se pueden diferenciar dos grupos dentro de estas FIAs inconsistentes sobre la base de sus temperaturas: 1. FIAs con temperaturas inferiores a la T_h que las FIAs consistentes (T_h entre 150°C y 280°C), y 2. FIAs con temperaturas superiores a la T_h de las FIAs consistentes (T_h entre 305°C y 380°C).

Interpretamos que las FIAs con T_h menores que las FIAs consistentes pudieron ser atrapadas durante el comienzo del metamorfismo eoceno. Las inclusiones que presentan temperaturas superiores a las FIAs consistentes se atraparían durante el progresivo incremento de temperaturas de dicho metamorfismo. Este aumento de la temperatura sería probablemente responsable del reequilibrio de algunas FIAs (las no consistentes), especialmente las de baja temperatura. Las FIAs consistentes no sufrieron reequilibrio puesto que su T_h sería próxima ($T_h=281,2-305,2^\circ\text{C}$) al pico metamórfico.

De este modo, basándose en las evidencias petrográficas y microtermométricas se demuestra la presencia de dos metamorfismos en San Felices, mientras que usando la datación radiométrica sólo el segundo ha podido ser reconocido en esta zona (Mantilla-Figueroa *et al.*, 2002). Este segundo metamorfismo se ha interpretado en relación a la inversión de la cuenca durante la orogenia Alpina y con la formación del anticlinal de El Pégado (Mantilla-Figueroa *et al.*, 2002).

8 y 9. Calcita ferrosa y no ferrosa (FeC_2 y NF eC): Se trata de fracturas tardías probablemente relacionadas con un estadio de diagénesis meteórica durante la compresión alpina. Son fracturas pequeñas que cortan todos los cementos previos. Las aguas meteóricas fueron también responsables de la calcitización de la anquerita *saddle*, basándonos en las siguientes evidencias:

1. Inclusiones fluidas monofásicas líquidas con tamaños y formas muy diferentes, que presentan morfologías irregulares. Se trata de inclusiones características de procesos de recristalización. Dichas inclusiones no se encuentran significativamente fuera de su campo de estabilidad, por lo que se deduce que el proceso de calcitización tuvo lugar a temperaturas probablemente inferiores a 50°C (Goldstein y Reynolds, 1994).

2. La composición no ferrosa de la calcita y las inclusiones sólidas de óxidos e hidróxidos de Fe, relacionados con la fase original de precipitación (anquerita *saddle*).

3. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ están ligados probablemente con aguas meteóricas. Los $\delta^{18}\text{O}$ se encuentran entre -8,10/-8,97‰ para la SANq1 y entre -8,10/-8,97 para la SANq2. Los datos de aguas subterráneas actuales en este área muestran valores medios de 13°C (datos inéditos del IGME) con valores de -9,1 a -9,5 ‰_{SMOW} (Plata, 1994). Una calcita que precipitara bajo estas condiciones presentaría un $\delta^{18}\text{O}$ entre -9,4 y -9,8 ‰. Estos valores son muy semejantes a los obtenidos en la anquerita *saddle* calcitizada, por lo que los consideramos compatibles con una alteración provocada por aguas meteóricas relacionadas con la orogenia alpina.

4. Los valores relativamente invariables de $\delta^{18}\text{O}$ y los valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ (-6,54/

-7,75 ‰ para SDol1 y -6,56/-7,43 ‰ para SDol2) son típicos de diagénesis meteórica (Allan y Matthews, 1982; James y Choquette, 1990).

Por lo tanto, la Sanq1 y Sanq2 calcitizadas muestran valores isotópicos muy similares entre sí, por lo que debieron sufrir un proceso de recristalización a baja temperatura a partir de un fluido similar.

8. CONCLUSIONS

Sedimentology:

The Tera Group represents the start of the Late Jurassic- Early Cretaceous rift stage in the Cameros Basin (Mas et al., 2002, 2003, 2004). The Cameros Basin was developed during the second cycle of the Mesozoic Iberian rifting. Four basins of high subsidence were formed in the area of the Iberian Chain during this rifting cycle: the Cameros Basin, the Maestrazgo Basin, the South-Iberian Basin and the Columbretes Basin (Mas et al., 1998, Salas et al., 2001, Mas y Salas, 2002). The Tera Group of the Cameros Basin is constituted by the first two depositional sequences of the basin (DS 1 and 2), and presents a Tithonian-Berriasian age (Gómez Fernández, 1992).

The Tera Group is subdivided into three formations in the Eastern sector of the basin: the Ágredda Fm., the Magaña Fm. and the Sierra de Matute Fm. These formations are thicker in the eastern sector of the basin than in the western one.

The Ágredda Fm. presents a thickness lower than 260 m in the studied area. Two different types of lithosomes have been recognized in this formation: clastic lithosomes were deposited in alluvial fans, as can be deduced from the radial facies distribution and granulometry. The depocenter area is located to the South, near San Blas locality. The lithosomes with a main carbonate composition are made up of lacustrine and palustrine deposits and are restricted to the North area.

The Magaña Fm. was deposited in a meandering fluvial system, more distal to the top of the sections. Thus, two different subunits have been established, Magaña Fm. 1 and Magaña Fm. 2. The second one presents less frequent channel facies, thinner than the channel facies of Magaña Fm. 1, showing also less coalescent channels. The thickness of Magaña Fm. reaches 700 m in the depocenter area, located in the South area, close to San Felices locality. A secondary depocenter has been recognized in the North area (Almarza).

The Sierra de Matute Fm. shows a thickness lower than 660 m, and its depocenter is also located to the South area (San Felices). Four main types of lacustrine sedimentary environments have been differentiated in the Sierra de Matute Fm.: carbonate shallow lakes, shallow lakes with mixed sedimentation (clastic and carbonate), shallow ephemeral alkaline lakes with frequent stromatolites and evaporite pseudomorphs, and finally carbonate lakes rich in organic matter. Ephemeral alkaline lakes can show an influence of siliciclastic sedimentation.

Alkaline lakes and carbonate lakes rich in organic matter were restricted to the South area of the Eastern sector of the Cameros Basin, in the depocentral area of the Sierra de Matute

Fm. In the North area of this sector only carbonate or mixed carbonate and siliciclastic shallow lakes existed.

The sedimentation of Magaña and Sierra de Matute Fms. constitute one depositional sequence (DS 2). Fluvial and lacustrine systems were partially coetaneous in the time and were interconnected. The clastic sedimentation in the lakes is probably related with the meandering fluvial systems of the Magaña Fm., which discharged in the lake systems.

Petrology: sandstone provenance

The quantitative petrographic study indicated the presence of five main petrofacies in the Tera Group. These petrofacies are clearly related to the sedimentology of the different stratigraphic formations. In this sense, provenance of alluvial fan conglomerates and sandstones is conditioned by the composition of local source areas controled by the relationship between tectonics and the sedimentation of these alluvial fans. On the contrary, the provenance in fluvial systems is related to different source areas and changes depending on the progresive erosion of the basement rocks. Extrabasinal rock fragments are more common in petrofacies controled by fluvial systems.

Petrofacies 1A is quartzfeldspathic and corresponds to the Ágredda Fm. (DS 1). Its source areas are probably the marine Jurassic limestones and Mesozoic siliciclastic units. A possible influence of the conglomerates of the Torrecilla en Cameros Fm. (low Kimmerigian) or its plutonic source areas has been recorded. These plutonic source areas would be situated in the Central-Iberian Zone. The influence of metamorphic low to medium grade source areas has been recorded in the case of the eastern fan (Ágredda section).

Petrofacies 1B is sedimentolithic and is recorded in the South Zone (Almajano area, Ágredda Fm., DS 1). This petrofacies represents the erosion of sedimentary source areas: marine Jurassic limestones and Mesozoic siliciclastic units.

Petrofacies 2 is quartzfeldspathic and represents the Magaña Fm. The main difference with Petrofacies 1A is the abundance of plagioclase in Petrofacies 2. Its source areas are mainly metamorphic and plutonic. The metamorphic rock fragments are indicative of a low to medium grade metamorphic source area, probably located in the West Asturian Leonese Zone. Local influences of sedimentary sources are also identified (Jurassic marine limestones and Mesozoic siliciclastic units). The influence of the metamorphic and plutonic source areas is more important to the top of the Magaña Fm.

Petrofacies 3A is quartzfeldspathic and corresponds to the Sierra de Matute Fm. (DS 2). A relative higher percentage of quartz and lower percentage of feldspars are recorded, compared to Petrofacies 2. The P/K index increases in the transition between Petrofacies 2 and Petrofacies 3A. The source areas were mainly metamorphic and plutonic, and were probably located in the

West Asturian Leonese Zone and the Central Iberian Zone, respectively. Local influences of the Jurassic marine limestones were also detected.

Petrofacies 3B is quartzsedimentolithic and corresponds to the Siera de Matute Fm. (DS 2) in the Almajano area. A clear influence from the erosion of Jurassic marine limestones can be observed. This fact is interpreted as the result of a back faulting process related to the rifting. Minor influences of metamorphic source rocks from the West Asturian Leonese Zone have been also detected.

As main conclusion, we can summarize that a main provenance change is recorded between the two depositional sequences (DS 1 and DS 2). A clear correlation exists between petrofacies and lithostratigraphic units and depositional sequences of the basin. Thus, the provenance studies are a very useful tool in the palaeogeographic and tectonic reconstruction of the beginning of the rifting in the Cameros Basin.

Petrology: sandstone diagenesis

The diagenesis of the siliciclastic deposits of the Tera Group includes different processes and cements which have totally occluded the original porosity. The porosity reduction of the sandstones occurred mainly by compaction ($ICOMPACT = 0.78-0.95$). This index decreases to the North of the Eastern Sector of the basin.

During eodiagenesis (Tithonian) a non-ferroan and euhedric meteoric calcite cement precipitated in the pore space. This cement is previous to the mechanical compaction. The start of the mechanical compaction occurred in the early eodiagenesis. Kaolin epimatrix and pore fillings are also formed during eodiagenesis, due to subsaturated fresh water flows. Subsequently, the formation of the K-feldspar cements took place, from fluids with a high K/Na ratio.

During mesodiagenesis different generations of quartz cement are formed, with Th of primary fluid inclusions between 114-141°C. Other mesodiagenetic phases are the epimatrix of illite (as pseudomorphs of kaolin or direct replacement of K-feldspar), ferroan calcite cement and plagioclase cement. The chemical compaction started during eodiagenesis (micritic rock fragments show early pressure-dissolution processes) and continues during all mesodiagenesis, affecting the quartz grains.

An albitization process of both plagioclases and K-feldspars occurred in the Magaña and the Sierra de Matute Fms (DS 2). This process postdated the K-feldspar cements and predated the calcite cements which probably represent a subproduct of the albitization. The albitization is considered a deep burial process, on the basis of the the presence of both albitized plagioclases and feldspars. The Ágreda Fm. (DS 1) has not suffered this albitization process and it presents a very low content of plagioclases. We consider the albitization as a provenance-related process,

due to the higher influence of plutonic and metamorphic source areas in the DS 2, which provided detrital plagioclases. Furthermore, extrastratal sources of Na are probable. The luminescence (CL) of the albitized feldspars is mainly correlated to the Na content of the albitized grain: the higher the Na content, the lower the luminescence.

A saddle ankerite cement and replacement formed during the Cretaceous hydrothermal metamorphism. It precipitated from a reducing Mg and Fe fluid at a temperature higher than 80°C. The precipitation of the cubic pyrites postdates the saddle ankerite cement and it is also related to this hydrothermal process. After the pyrite formation, quartz and chlorite cements were recorded.

Telodiagenesis of the Tera Group deposits is related to the alpine orogeny. Meteoric waters entered the system, with the subsequent calcitization of ankerite and the precipitation of carbonate cements in small fractures.

Petrology: hydrothermal processes

1. A Cretaceous hydrothermal alteration in the Tera Group in El Pégado anticline area has been recognized and characterized using petrography and microthermometry of fluid inclusions. FIAs show minimum entrapment temperatures of 194.8-350.6°C and salinities of 5.56-7.31 wt % NaCl eq. (primary fluid inclusions in quartz fracture fillings). Reequilibration of fluid inclusions and recrystallization fabrics are related to the metamorphism (late Albian to Coniacian). Consistent FIAs characterized by minimum entrapment temperatures of 281.2-305.2°C could be related to the Eocene metamorphism. These FIAs may also be related to a retrograde stage of the Cretaceous metamorphism.

2. Evidences of quartz recrystallization have been found using SEM-CL in syntaxial overgrowths and fracture fillings related to very low to low-grade metamorphism process. They include: fibrous textures from a less stable silica precursor, mottled texture, reequilibrated Th from fluid inclusions. At least three different quartz fracture fillings separated by two fracturation events have been recognized (San Felices section).

3. Fluid inclusions combined with SEM-CL are very useful tools in the characterization of the development of very low to low-grade metamorphic processes, especially in sedimentary basins with more than a single thermal event. The combination of both techniques allows a correct interpretation of quartz cement fluid inclusion data.

4. A hydrothermal gradient of 111-180°C/Km has been calculated based on the variation with depth of $\delta^{18}\text{O}$ of ferroan calcite in fracture fillings. This gradient decreases from 153-276°C/Km to 72-121 °C/Km with the decrease of the burial depth.

5. Differences on temperature have been deduced between the host rock and the fracture fillings in the Tera Group, when comparing fluid inclusion microthermometry on veins and

mineralogical evidences of the host rock (absence of chloritoid and illite crystallinity data). These differences are probably due to the very low permeability of the host rock. Hence, caution is recommended when describing paleotemperatures and gradients in hydrothermal systems.

8. CONCLUSIONES

Sedimentología

El Grupo Tera representa el comienzo de el estadio de rift Jurásico Superior-Cretácico Inferior en la Cuenca de Cameros (Mas *et al.*, 2002, 2003, 2004). La Cuenca de Cameros se desarrolló durante el segundo ciclo del rift Mesozoico Ibérico. Se formaron cuatro cuencas con intensa subsidencia en el área de la Cordillera Ibérica: La Cuenca de Cameros, la Cuenca del Maestrazgo, la Cuenca Sur-Ibérica y la Cuenca de Columbretes (Mas *et al.*, 1998, Salas *et al.*, 2001, Mas y Salas, 2002). El Grupo Tera de la Cuenca de Cameros está constituido por las dos primeras secuencias deposicionales de la cuenca (SD 1 y 2), y presenta una edad Tithoniense-Berriasiense (Gómez Fernández, 1992).

El Grupo Tera se subdivide en tres formaciones en el sector oriental de la cuenca: Fm. Ágreda, Fm. Magaña y Fm. Sierra de Matute. El espesor de estas formaciones es superior en el sector oriental de la cuenca comparado con en el occidental.

La Fm. Ágreda presenta espesores inferiores a 260 m en el área de estudio. En esta formación se han reconocido dos tipos distintos de litosomas: los litosomas clásticos se depositaron en abanicos aluviales, como se puede deducir a partir de la distribución radial de las facies y la granulometría. El área depocentral se localiza hacia el Sur, en las proximidades de la localidad de San Blas. Los litosomas con composición predominantemente carbonatada están constituidos por depósitos lacustres y palustres y se encuentran restringidos a la Zona Norte. Basándose en esta observación se han establecido dos subunidades, denominadas respectivamente Fm. Magaña 1 y Fm. Magaña 2. Esta segunda presenta facies canalizadas menos frecuentes, que muestran espesores menores que las facies canalizadas de la Fm. Magaña 1

La Fm. Magaña fue depositada en un sistema fluvial meandriforme, más distal hacia techo de las columnas estratigráficas.

The Magaña Fm. was deposited in a meandering fluvial system, more distal to the top of the stratigraphic sections. Based on this observation, two subunits have been established, named respectively Magaña Fm. 1 and Magaña Fm. 2. The second one presents less frequent channel facies, which shows lower thicknesses than the channel facies of Magaña Fm. 1, as well as less

coalescent channels. The thickness of Magaña Fm. reaches 700 m in the depocenter area, located in the South zone, close to San Felices locality. A secondary depocenter has been recognized in the North zone (Almarza).

The Sierra de Matute Fm. shows a thickness lower than 660 m, and its depocenter is also located to the South area (San Felices). Four main types of lacustrine sedimentary environments have been differentiated in the Sierra de Matute Fm.: carbonate shallow lakes, shallow lakes with mixed sedimentation (clastic and carbonate), shallow ephemeral alkaline lakes with frequent stromatolites and evaporite pseudomorphs, and finally carbonate lakes rich in organic matter. Ephemeral alkaline lakes can show an influence of siliciclastic sedimentation.

Alkaline lakes and carbonate lakes rich in organic matter were restricted to the South area of the Eastern sector of the Cameros Basin, in the depocentral area of the Sierra de Matute Fm. In the North area of this sector only carbonate or mixed carbonate and siliciclastic shallow lakes existed.

The sedimentation of Magaña and Sierra de Matute Fms. constitute one depositional sequence (DS 2). Fluvial and lacustrine systems were partially coetaneous in the time and were interconnected. The clastic sedimentation in the lakes is probably related with the meandering fluvial systems of the Magaña Fm., which discharged in the lake systems.

Petrología: Procedencia de areniscas

The quantitative petrographic study indicated the presence of five main petrofacies in the Tera Group. These petrofacies are clearly related to the sedimentology of the different stratigraphic formations. In this sense, provenance of alluvial fan conglomerates and sandstones is conditioned by the composition of local source areas controlled by the relationship between tectonics and the sedimentation of these alluvial fans. On the contrary, the provenance in fluvial systems is related to different source areas and changes depending on the progressive erosion of the basement rocks. Extrabasinal rock fragments are more common in petrofacies controlled by fluvial systems.

El estudio petrográfico cuantitativo indica la presencia de cinco petrofacies principales en el Grupo Tera:

La Petrofacies 1A es cuarzo-feldespática y se corresponde con la Fm. Ágreda (SD 1). Sus áreas fuente son probablemente las calizas del Jurásico marino y las unidades Mesozoicas siliciclásticas. Se ha registrado una posible influencia de los conglomerados de la Fm. Torrecilla en Cameros (Kimmeridgiense Inferior) o de sus posibles áreas fuente plutónicas. Estas áreas fuente estarían situadas en la Zona Centroibérica. La influencia de áreas fuente metamórficas de bajo o medio grado se registra en el abanico oriental (columna de Ágreda).

La Petrofacies 1B es sedimentolítica y se registra en la zona Sur (zona de Almajano, Fm. Ágreda, SD 1). Esta petrofacies representa la erosión de áreas fuente sedimentarias: calizas jurásicas marinas y unidades siliciclásticas mesozoicas.

La Petrofacies 2 es cuarzofeldespática y representa a la Fm. Magaña. La diferencia principal con la Petrofacies 1A es la abundancia de plagioclasas en la Petrofacies 2. Sus áreas fuente son principalmente metamórficas y plutónicas. Los fragmentos de roca metamórfica son indicativos de un área fuente metamórfica de bajo a medio grado, localizada probablemente en la Zona Asturoccidental Leonesa. Se han registrado influencias locales de áreas fuente de carácter sedimentario (calizas del Jurásico marino y unidades mesozoicas siliciclásticas). La influencia de las áreas fuente metamórficas y plutónicas es más importante hacia techo de la Fm. Magaña.

La Petrofacies 3A es cuarzofeldespática y se corresponde con la Fm. Sierra de Matute (SD 2). Registra un porcentaje de cuarzo relativamente alto y un porcentaje de feldespatos relativamente bajo comparado con la Petrofacies 2. El índice P/K aumenta en la transición entre la Petrofacies 2 y la Petrofacies 3A. Las áreas fuente fueron principalmente metamórficas y plutónicas, y se encontraban probablemente localizadas en la Zona Asturoccidental Leonesa y en la Zona Centroibérica, respectivamente. Se han detectado asimismo influencias locales de las calizas del Jurásico marino.

La Petrofacies 3B es cuarzosedimentolítica y se corresponde con la Fm. Sierra de Matute (SD 2) en la zona de Almajano. Existe una influencia clara de erosión de las calizas del Jurásico marino. Este hecho ha sido interpretado como el resultado de un proceso de back faulting relacionado con el proceso de rifting. Asimismo, han sido detectadas influencias menores de áreas fuente de la zona Asturoccidental Leonesa.

Como conclusión principal, señalar que el cambio fundamental en la procedencia se registra entre las dos secuencias deposicionales (SD 1 y SD 2). Existe una clara correlación entre las petrofacies, las unidades litoestratigráficas y las secuencias deposicionales de la cuenca. Por lo tanto, los estudios de procedencia constituyen una herramienta muy importante en la reconstrucción paleogeográfica y tectónica del comienzo del rifting de la Cuenca de Cameros.

Petrología: Diagénesis

La diagénesis de los depósitos siliciclásticos del Grupo Tera incluye diferentes procesos y cementos que han ocluido totalmente la porosidad. La reducción de porosidad de las areniscas tiene lugar fundamentalmente mediante compactación ($ICOMPACT=0,78-0,95$). Este índice decrece hacia el Norte en el sector oriental de la cuenca.

Durante la eodiagénesis (Tithoniense) precipitó un cemento de calcita meteórica en la porosidad. Este cemento es previo a la compactación mecánica. El comienzo de la compactación mecánica tuvo lugar durante la eodiagénesis temprana. También se forman durante la eodiagénesis las epimatrices y cementos de caolín, gracias a fluidos pobres en K y Na. Posteriormente tuvo lugar la formación de cementos de feldespato potásico, a partir de fluidos con un elevado índice K/Na.

Durante la mesodiagénesis se forman distintas generaciones de cementos de cuarzo, con inclusiones fluidas primarias que presentan Th entre 114-141°C. Otras fases mesodiagenéticas son la epimatriz de illita (como pseudomorfos de caolín o como reemplazamiento directo de feldespato potásico), el cemento de calcita ferrosa y el cemento de plagioclasa. La compactación química comenzó durante la eodiagénesis (los fragmentos de caliza micrítica muestran rasgos indicativos de procesos de presión-disolución tempranos) y continúan durante toda la mesodiagénesis, afectando a los granos de cuarzo.

Un proceso de albitización de las plagioclasas y los feldespatos potásicos tuvo lugar en las Fms. Magaña y Sierra de Matute (SD 2). Este proceso es posterior a los cementos de feldespato potásico y anterior a los cementos de calcita, que probablemente constituyen un subproducto de la albitización de las plagioclasas. Esta albitización se considera como un proceso de enterramiento profundo, basándonos en la albitización tanto de plagioclasas como de feldespatos potásicos. La Fm. Ágreda (SD 1) no ha sufrido este proceso de albitización y presenta un contenido muy bajo de plagioclasas. Consideramos la albitización como un proceso relacionado con la procedencia, debido a la mayor influencia de áreas fuente plutónicas y metamórficas en la SD 2, que aportaron las plagioclasas detríticas. Además es probable la existencia de fuentes de Na extraestratales. La luminiscencia (CL) de los feldespatos albitizados está principalmente controlada por el contenido en Na del grano albitizado: a mayor contenido en Na, menor luminiscencia.

Durante el metamorfismo hidrotermal cretácico se forma un cemento y reemplazamiento de anquerita *saddle*. Este cemento precipitó a partir de un fluido reductor y ferromagnesiano, a una temperatura superior a los 80°C. La precipitación de las piritas cúbicas es posterior al cemento de anquerita *saddle* y está relacionado con este proceso metamórfico hidrotermal. Después de las piritas se registra la formación de un cemento de cuarzo y de clorita.

La telodiagénesis de los depósitos del Grupo Tera estuvo relacionada con la orogenia alpina. Las aguas meteóricas entraron en el sistema, con la consecuente calcitización de la anquerita y la precipitación de cementos de carbonato en pequeñas fracturas.

Petrología: Procesos hidrotermales

1. Se ha reconocido y caracterizado una alteración hidrotermal de edad Cretácica en la zona del anticlinal del Págado, utilizando la petrografía y la microtermometría de las inclusiones fluidas. Las FIAs presentan temperaturas mínimas de atrapamiento de 194,8-350,6°C y salinidades de 5,56-7,31 wt % NaCl eq. (inclusiones fluidas primarias en cementos de cuarzo). El reequilibrio de inclusiones fluidas y las fábricas de recrystalización están relacionadas con el metamorfismo (Albiense tardío a Coniaciense). Las FIAs con temperaturas mínimas de atrapamiento de 281,2-305,2°C podrían estar relacionadas con el metamorfismo eoceno. Estas FIAs podrían también relacionarse con un estadio retrógrado del metamorfismo cretácico.

2. Se han detectado evidencias de recrystalización del cuarzo usando SEM-CL en cementos sintaxiales y cementos en fracturas relacionados con un proceso metamórfico hidrotermal de bajo a muy bajo grado: texturas fibrosas de un precursor de la sílice menos estable, textura moteada y Th reequilibradas en las inclusiones fluidas. Se han podido reconocer al menos tres tipos diferentes de fracturas de cuarzo separadas por dos eventos de fracturación (columna de San Felices).

3. Las inclusiones fluidas combinadas con SEM-CL son herramientas muy útiles en la caracterización de la evolución de procesos metamórficos de grado muy bajo a bajo, especialmente en cuencas sedimentarias con más de un único evento termal. La combinación de ambas técnicas permite la correcta interpretación de los datos de las inclusiones fluidas en cementos de cuarzo.

4. Un gradiente hidrotermal de 111-180 °C/Km ha sido calculado en base a la variación con la profundidad del $\delta^{18}\text{O}$ de los cementos de calcita ferrosa en los rellenos de fractura. Este gradiente decrece de 153-276°C/Km a 72-121 °C/Km con la disminución de la profundidad de enterramiento.

5. Se han deducido diferencias de temperatura entre la roca caja y los rellenos de fracturas en el Grupo Tera, comparando la microtermometría de las inclusiones fluidas de las venas con las evidencias mineralógicas de la roca caja (ausencia de cloritoide y de datos de cristalinidad de la illita). Estas diferencias se deben probablemente a la baja permeabilidad de la roca caja. Por lo tanto, es recomendable ser prudente a la hora de describir paleotemperaturas y gradientes en sistemas hidrotermales.

9. BIBLIOGRAFÍA

- AAGAARD, P., EGEBERG, P.K., SAIGAL, G.C., MORAD, S., BJORLYKKE, K. (1990): Diagenetic albitization of detrital K-feldspar in Jurassic, Lower Cretaceous and Tertiary clastic reservoir rocks from offshore Norway. II. Formation water chemistry and kinetic considerations. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60, 575-581.
- ALEXANDER, J. y LEEDER, M.R. (1987): Active tectonic control on alluvial architecture. En: *Recent Developments in Fluvial Sedimentology* (Eds. F.G. Ethridge, R.M. Flores and M.D. Harvey). Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 39, 243-252.
- ALLAN, J.R., MATTEWS, R.K. (1982): Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology*, 29, 797-817.
- ALLEN, J.R.L. (1963): The classification of cross-stratified units with notes on their origin. *Sedimentology* 2, 93-114.
- ALLEN, J.R.L. (1964): Studies in fluvial sedimentation: six cyclothems from the Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh Basin. *Sedimentology*, v.3, p. 163-198.
- ALLEN, J.R.L. (1965): A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, v.5, p. 89-191.
- ALLEN, J.R.L. (1970): Studies in fluvial sedimentation: A comparison of fining-upwards cyclothems with special reference to coarse-member. *J. Sed. Petrol.* 40. 298-323.
- ALLEN, J.R.L. (1978) Studies in fluvial sedimentation: an exploratory quantitative model for the architecture of avulsion-controlled alluvial suites. *Sediment. Geol.*, 21, 129-147.
- ALLEN, J.R.L. (1979) Studies in fluvial sedimentation: an elementary geometrical model for the connectedness of avulsion-related channel sand bodies. *Sediment. Geol.*, 24, 253-267.
- ALLEN, J.R.L. (1982): Sedimentary structures. Their character and physical basis. Vol. 11. Chapter 2, pp. 53-100. *Developments in Sedimentology*, 30B. Elsevier.
- ALLEN, P.A. y COLLINSON, J.D. (1986): Lakes. En: *Sedimentary Environments and Facies*. Ed. H. G. Reading. Oxford Blackwell Scientific Publications, 63-94.
- ALONSO, A., MAS, R., MELÉNDEZ, N. (1986-1987): Los arrecifes coralinos del Malm en la Sierra de los Cameros (La Rioja, España). *Acta Geológica Hispánica*, 21-22, 296-306.
- ALONSO, A., MELÉNDEZ, N. y MAS, J.R. (1991): Sedimentación lacustre durante el Cretácico en la Cordillera Ibérica, España. *Acta Geológica Hispánica*, 26 (1): 35-54.
- ALONSO, A., AURELL, M., MAS, J.R., MELÉNDEZ, A., NIEVA, S. (1989): Estructuración de las plataformas del Jurásico Superior en la zona de enlace entre la cuenca Ibérica y el Estrecho de Soria. *Publ. XII Congreso Español de Sedimentología*. Bilbao. España. 175-178.

- ALONSO, A., MAS, R. (1990): El Jurásico Superior marino en el sector de la Demanda-Cameros (La Rioja-Soria). Cuadernos de Geología, 14, 173-198.
- ALONSO-AZCÁRATE, J. (1997): Evolución de los filosilicatos y génesis de los yacimientos de pirita de la Cuenca de Cameros: su relación con las facies sedimentarias y el metamorfismo. Cretácico Inferior. La Rioja-Soria. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 544 págs.
- ALONSO- AZCÁRATE, J.; BENITO, M.I.; MAS, J.R. y RODAS, M. (1997): Evolución desde la diagénesis temprana al metamorfismo de los nódulos edáficos del Grupo Urbión. Cretácico inferior. Cuenca de Cameros. La Rioja, 21, 9-12.
- ALONSO-AZCÁRATE, J., BARRENECHEA, J.F., RODAS, M, MAS, R. (1995): Comparative study of the transition between very low grade metamorphism and low grade metamorphism in siliciclastic and carbonate sediments. Early Cretaceous, Cameros Basin (North Spain). Clay minerals, 30, 407-419.
- ALONSO-AZCÁRATE, J., RODAS, M., BOTTRELL, S.H., RAISWELL, R., VELASCO, F., MAS, R. (1999): Pathways and distances of fluid flow during low grade metamorphism: evidence from pyrite deposits of the Cameros Basin, Spain. Journal of Metamorphic Geology, 17 (4), 339-348.
- ALONSO-AZCÁRATE, J., RODAS, M., FERNÁNDEZ-DÍAZ, L., BOTTRELL, S.H., MAS, J.R., LÓPEZ-ANDRÉS, S. (2001): Causes of variation in crystal morphology in metamorphogenic pyrite of the Cameros Basin (N Spain). Geological Journal, 36, 159-170.
- ALONSO-AZCÁRATE, J., RODAS, M., BOTTRELL, S.H., MAS, J.R. (2002): Los yacimientos de pirita de la Cuenca de Cameros. Zubía. Instituto de Estudios Riojanos, 14, 173-190.
- ALONSO-ZARZA, A.M., CALVO, J.P., GARCÍA DEL CURA, M.A. (1992): Palustrine sedimentation and associated features –grainification and pseudomicrokarst- in the Middle Miocene (Intermediate Unit) of the Madrid Basin, Spain. Sedimentary Geology 76, 43-61.
- ÁLVARO, M., CAPOTE, R., VEGAS, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica, Acta Geología Hispánica, 14, 172-181.
- ANADÓN, P. (1984): Sedimentación lacustre. Ciclo de seminarios de sedimentología. I.G.M.E. Volumen 1, págs. 93-130.
- ANADÓN, P. (1992): Lagos. En: Sedimentología. Nuevas tendencias. Coordinador: Alfredo Arche. Págs. 219-272.
- ANADÓN, P., CABRERA, L., y KELTS, K. (1991): Lacustrine facies analysis: International Association of Sedimentologists, Special Publication 13, Blackwell Scientific Publications, Oxford.

- ARÁNZAZU, M. (1877): Apuntes para una descripción físico-geológica de las provincias de Logroño, Soria y Guadalajara. Bol. Com. Mapa Geol. Esp. IV, Madrid.
- ARCHE, A. (Coord.) (1992). Sedimentología. Nuevas tendencias. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid. 2 vols.
- ARENAS, C., CASANOVA, J., PARDO, G. (1997): Stable-isotope characterization of the Miocene lacustrine systems of Los Monegros (Ebro Basin, Spain): palaeogeographic and palaeoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 128, 133-155.
- ARIAS, C. (1978): Estratigrafía y paleogeografía del Jurásico superior y Cretácico inferior del nordeste de la provincia de Albacete. *Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías*, 3, 1-299.
- ARRIBAS, J., TORTOSA, A. (2003): Detrital modes in sedimenticlastic sand from low-order streams in the Iberian Range, Spain: The potential for sand generation by different sedimentary rocks. *Sedimentary Geology*, 159, 275-303.
- ARRIBAS, J., GÓMEZ-GRAS, D., ROSSEL, J., TORTOSA, A. (1990): Estudio comparativo de las areniscas paleozoicas y triásicas de la isla de Menorca: evidencias de procesos de reciclado. *Revista Sociedad Geológica de España*, 3 (1-2), 105-116.
- ARRIBAS, J., CRITELLI, S., LE PERA, E., TORTOSA, A. (2000): Composition of modern stream sand derived from a mixture of sedimentary and metamorphic source rocks (Henares River, Central Spain). *Sedimentary Geology*, 113, 27-48.
- ARRIBAS, J., MAS, R., OCHOA, M., ALONSO, A. (2002): Composición y diagénesis del registro detrítico en el borde suroccidental de la Cuenca de Cameros. *Zubía. Instituto de Estudios Riojanos*, 14, 99-119.
- ARRIBAS, J., ALONSO, A., MAS, R., TORTOSA, A., RODAS, M., BARRENECHEA, J.F., ALONSO-AZCÁRATE, J., ARTIGAS, R. (2003): Sandstone petrography of continental depositional sequences of an intraplate rift basin: Western Cameros Basin (North Spain). *Journal of sedimentary research*, 73 (2), 309-327.
- ARRIBAS, J., OCHOA, M., MAS, R., ARRIBAS, M.E., GONZÁLEZ, L. (2007a): Sandstone petrofacies in the Northwestern sector of the Iberian Basin. *Journal of Iberian Geology*, 33 (2), 191-206.
- ARRIBAS, J., MAS, R., ARRIBAS, M.E., OCHOA, M., GONZÁLEZ, L. (2007b): Sandstone petrofacies and geochemical imprints in a multihistoried intracratonic Rift basin (Iberian Basin). 25th IAS meeting, Patras (Grecia). Book of abstracts, p. 197.
- ASLAN, A. y BLUM, M.D. (1999) Contrasting styles of Holocene avulsion, Texas Gulf Coastal Plain, U.S.A. In: *Fluvial Sedimentology VI* (Eds. N.D. Smith and J. Rogers). Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol., 28, 293–308.

- AUREL, M., (1990): El Jurásico Superior en la Cordillera Ibérica Central (provincias de Zaragoza y Teruel). Análisis de cuenca. Tesis doctoral, Dpto. Geol. Univ. Zaragoza. 509 págs. Inédita.
- AUREL, M, MAS, R., MELÉNDEZ, A., SALAS, R. (1994): El tránsito Jurásico-Cretácico en la Cordillera Ibérica: relación tectónica-sedimentación y evolución paleogeográfica. Cuadernos de Geología Ibérica, 18, 369-396.
- BANNER, J.L., HANSON, G.N., MEYERS, W.J. (1988): Determination of initial Sr isotopic compositions of dolostones from the Burlington- Keokuk Formation (Mississippian) constrains from cathodoluminescence, glauconite paragenesis and analytical methods. Journal of Sedimentary Petrology, 68, 673-687.
- BARNICOAT, A.C., HENDERSON, I.H.C., KNIPE, R.J., YARDLEY, B.W.D., NAPIER, R.W., FOX, N.P.C., KENYON, A.K., MUNTINGH, D.J., STRYDOM, D., WINKLER, K.S., LAWRENCE, S.R., CORNFORD, C. (1997): Hydrothermal gold mineralization in the Witwatersrand basin. Nature, 386, 820-824.
- BARRENECHEA, F.J. (1994): Evolución de la mineralogía de arcillas en el tránsito diagénesis-metamorfismo de bajo grado en el Grupo Urbión (Cretácico Inferior) de la Cuenca de los Cameros (Soria-La Rioja). Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 299 págs.
- BARRENECHEA, F.J., RODAS, M., MAS, J.R. (1995): Clay mineral variation associated to diagenesis and low grade metamorphism of early Cretaceous sediments in the Cameros Basin, Spain. Clay Minerals, 30, 89-103.
- BARRENECHEA, F.J., RODAS, M., FREY, M., MAS, J.R. (1998): Diagenesis and low grade metamorphism of early Cretaceous sediments in the Cameros basin, (NE Spain). Mineral assemblages and cristallinity data. Proceedings of the 2nd Mediterranean Clay Meeting, Aveiro. Vol. 2, 6-10.
- BARRENECHEA, F.J., RODAS, M., FREY, M., ALONSO-AZCÁRATE, J., MAS, J.R. (2000) Chlorite, Corrensite and Chlorite-Mica in Late Jurassic Fluvio-Lacustrine sediments of the Cameros Basin of Northeastern Spain. Clay and Clay Minerals, 48 (2): 256-265.
- BARRENECHEA, F.J., RODAS, M., FREY, M., ALONSO-AZCÁRATE, J., MAS, J.R. (2001): Clay diagenesis and low-grade metamorphism of Tithonian and Berriasian sediments in the Cameros basin. Clay Minerals, 36 (3): 325-333.
- BASU, A., YOUNG, S.W., SUTTNER, L.J., JAMES, W.C., MARK, G.H. (1975): Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. Journal of Sedimentary Petrology, 45, 4: 873-882.
- BATHURST, R.G.C. (1975): Carbonate sediments and their diagenesis. Amsterdam, Elsevier, Dem. Sedimentol. 12. 658 pp.

- BEARD, D.C., WEYL, P.K. (1973): Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, 57 (2), 349-369.
- BENITO, M.I. (2001): Estudio comparativo de la evolución sedimentaria y diagenética de los litosomas carbonáticos arrecifales (pre-rifting) de la Cuenca de Cameros. Kimmeridgiense. La Rioja-Soria. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 410 págs.
- BENITO, M.I. y MAS (2001): Diagénesis temprana meteórica de la Fm. arrecifal Torrecilla en Cameros (Kimmeridgiense Inferior: prerift) y de los carbonatos de la base del Grupo Tera (Tithoniense: sinrift) en el sector de Soria. Cuenca de Cameros. N de España. *Geotemas*, 3(1), 83-88.
- BENITO, M.I., LOHMANN, K.C., MAS, R., (2001): Discrimination of multiple episodes of meteoric diagenesis in a Kimmeridgian reefal complex, North Iberian Range, Spain. *Journal of Sedimentary Research*, 71(3).380-393.
- BENITO, M.I. y MAS, R. (2002): Evolución diagenética de los carbonatos arrecifales de la Formación Torrecilla en Cameros y de los carbonatos continentales suprayacentes (Kimmeridgiense Inferior-Tithoniense) en el Sector de Soria. Cuenca de Cameros, N. de España. *Journal of Iberian Geology*, 28, 65-92.
- BENITO, M.I., MAS, R. (2006): Sedimentary evolution of the Torrecilla rift complex in response to tectonically forced regression (Early Kimmeridgian, Northern Spain), 183, 31-49.
- BENITO, M.I., MAS, R., LOHMANN, K.C. (2003): Eustatic and tectonic controls on coral reef. Morphology and porosity: The Torrecilla en Cameros Fm. Early Kimmeridgian. Northern Spain. Crossroad of geology, energy and cultures. AAPG International conference and exhibition. Extended Abstract. CD-ROM.
- BENITO, M.I., LOHMANN, K.C., MAS, R. (2005): Late Jurassic palaeogeography and palaeoclimate in the Northern Iberian Basin of Spain: Constraints from diagenetic records in reefal and continental carbonates. *Journal of Sedimentary Research*, 75, 82-96.
- BENITO, M.I., LOHMANN, K.C.; MAS, R. (2006 a): Micro-sized dolomite inclusions in ferroan calcite cements developed during burial diagenesis of Kimmeridgian reefs, Northern Iberian Basin, Spain. *Journal of Sedimentary Research*, 76, 472-482.
- BENITO, M.I., MAS, R., LOHMANN, K.C. (2006 b): Eustatic and tectonic controls on coral reef morphology and porosity: the Torrecilla en Cameros Formation, Early Kimmeridgian, Northern Spain. Extended abstract, AAPG meeting.
- BERNARD, H.A. y MAYOR, C.F.J. (1963): Recent meander belt deposits of the Brazos River: An aluvial "sand" river. *American Association of Petroleum Geologists*, 47, 350.

- BERTANI, R.T., y CAROZZI, A.V. (1985a): Lagoa Feia Formation (Lower Cretaceous), Campos Basin, offshore Brazil: Rift valley stage lacustrine carbonate reservoirs - I. *Journal of Petroleum Geology*, v. 8, p. 37-58.
- BERTANI, R.T., y CAROZZI, A.V. (1985b): Lagoa Feia Formation (Lower Cretaceous), Campos Basin, offshore Brazil: Rift valley stage lacustrine carbonate reservoirs - II. *Journal of Petroleum Geology*, 8, 199-220.
- BEUTHER, A. (1966) Geologische untersuchungen in Wealden und Utrillas. Schichten im Westteil der Sierra de los Cameros (Nordwestlich Iberischen Kette). *Geologisches Jahrbuch Biehefte*, 44, 103-121.
- BJÓRKUM, P.A., MJÓS, A., WALDERHAUG, O., ILURST, A. (1990): The role of the Cimmerian unconformity. *Geology of Northwest Europe. Proc. 4th Conf.* (Ed: J.R. Parker).
- BJØRLYKKE, K., AAGAARD, P., EGEBERG, P.K., SIMMONS, S.P. (1995): Geochemical constrains from formation water analysis from the North Sea and Gulf Coast Basin on quartz, feldspar and illite precipitation in reservoir rocks. En: *Geochemistry of Reservoir* (Eds: J.M. Cubit y W.A. England). *J. Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, 86, 33-50.
- BJØRLYKKE, K. (1998): Clay mineral diagenesis in sedimentary basins: a key to the prediction of rock properties. Examples from the North Sea Basin. *Clay Minerals*, 33, 15-34.
- BLATT, H. (1967): Provenance determination and the recycling of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37, 1031-1044.
- BLATT, H., MIDDLETON, G.V., MURRAY, R.C. (1980): *Origen of sedimentary rocks.* Prentice-Hall, inc. New Jersey, 782 págs.
- BOLES, J.R. (1984): Secondary porosity reactions in the Stevens Sandstone, San Joaquín Valley, California. En: *Clastic Diagenesis*. Eds: D.A. McDonald y R.C. Surdam. *AAPG Memoir*, 37, 217-224.
- BRAKENRIDGE, G.R. (1988): River flood regime and flood plain stratigraphy, in *Flood Geomorphology*, 489 pp, Eds. V.R. Baker, R.S. Kochel y P.C. Patton. John Wiley & Sons, New york. 139-156.
- BRENNER, P. (1976): Ostrakoden und charophyten des spanischen Wealden (Systematik, Ökologie, Stratigraphie, Paläogeographie). *Palaeontographica. (A)* 152: 113-201.
- BRIDGE, J.S. y LEEDER, M.R. (1979): A simulation model of alluvial stratigraphy. *Sedimentology*, 26: 617-644.
- BRIDGE, J.S. (2006): Fluvial Facies Models: Recent Developments. In: *Facies Models Revisited*. H.W. Posamentier and R.G. Walker Eds. *SEPM Special Publication No. 84*, 85-170.

- BRIDGE, J.S. y MACKEY, S. D. (1993a) A revised alluvial stratigraphy model. En: Alluvial Sedimentation (Eds. M. Marzo and C. Puigdefàbregas). Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol., 17, 319–336.
- BRIDGE, J.S. y MACKEY, S. D. (1993b) A theoretical study of fluvial sandstone body dimensions. En: Quantative Description and Modelling of Clastic Hydrocarbon Reservoirs and Outcrop Analogues (Eds. S. Flint and I.D. Bryant). Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol., 15, 213–236.
- BRUNTON, G. (1955): Vapour glycolation. Am. Mineral, 40, 124-126.
- BRYANT, M., FALK, P. y PAOLA, C. (1995): Experimental study of avulsion frequency and rate of deposition. Geology, 23, 365–368.
- BUCHER, K., FREY, M. (1994): Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag. 318 pp.
- BULARD, P.F. (1972): Le Jurassique Moyen et Supérieur de la Chaîne Ibérique sur la bordure du bassin de l' Ebre (Espagne). These Doct. Fac. Sc. Univ. Nice, 2 vol., 702 págs.
- BURNE, R.V. y FERGUSON, J. (1983): Contrasting marginal sediments of a seasonally flooded lake - Lake Eliza, South Australia: significance for oil shale genesis. BMR Journal of Australian Geology and Geophysics, 8, 99-108.
- BURKE, W.H., DENISON, R.E., HETHERINGTON, E.A., KOEPNICK, R.B., NELSON, H.F., OTTO, J.B. (1982): Variation of seawater $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ throughout Phanerozoic time. Geology 10, 516-519.
- CALVO, J.P., ALONSO-ZARZA, A.M., y GARCIA DEL CURA, M.A. (1989): Models of Miocene marginal lacustrine sedimentation in response to various depositional regimes and source areas in the Madrid Basin (central Spain): Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 70, p. 199-214.
- CAJA, M.A. (2004): Procedencia y diagénesis de los sedimentos del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Facies Weald) en las subcuencas occidentales de la cuenca del Maestrazgo, Cordillera Ibérica Oriental. Tesis doctoral, UCM, 293 págs.
- CAJA, M.A., MARFIL, R., SALAS, R., PERMANYER, A., LAGO, M., GARCÍA, D. (2008a): Petrology and provenance as a key to interpret albitization: a case study from syn-rift Cretaceous sandstones, Maestrat basin, Iberian Range. Geo-temas, 10, 1385-1388.
- CAJA, M.A., MARFIL, R., SALAS, R., PERMANYER, A. (2008b): Diagenetic mineral and paleothermal constraints in Maestrat Basin, Iberian Range: Relation to rift stage and other regional thermal events. Geo-Temas 10, 1389-1392.
- CÁMARA, P., DURANTEZ, O., ALCALDE, A., CABRA, P., GARCÍA QUINTANA, A., RINCÓN, R., COMAS-RENGIFO, M.J., GOY, A., GRANADOS, L.: Mapa Geológico de España. Escala 1: 50.000. Hoja 279 (Villoslada de Cameros). Instituto Geológico y Minero de España. Memoria 38 pp.

- CAMERON, K.L. y BLATT, H. (1971): Durabilities of sand-size schist and "volcanic" rock fragments during fluvial transport, Elk Creek, Black Hills, South Dakota. *Journal of Sedimentary Petrology*, 41, 378-395.
- CAMPRUBI, A., GONZALEZ-PARTIDA, E., TORRES-TAFOLLA, E. (2006): Fluid inclusions and stable isotope study of the Cobre-Babilonia polymetallic epithermal vein system, Taxco district, Guerrero, Mexico *journal of Geochemical exploration*, 89, 33-38.
- CANT, D.J. y WALKER, R. G. (1978): Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology* 25, 625-648.
- CASAS-SAINZ, A.M. (1992): El frente Norte de las sierras de Cameros: estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos. *Zubía*, monográfico, 4. Instituto de Estudios Riojanos.
- CASAS-SAINZ, A.M. (1993): Oblique tectonic inversion and basement thrusting in the Cameros Massif (Northern Spain). *Geod. Acta*, 6(3), 202-216.
- CASAS-SAINZ, A.M. y SIMÓN-GÓMEZ, J.L. (1992): Stress field and thrust kinematics: a model for the tectonic inversion of the Cameros Massif (Spain). *Journal of Structural Geology*, 14(5), 521-530.
- CASAS-SAINZ, A.M. y GIL-IMAZ, A. (1994): Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: la cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja): Discusión. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 7, 337-345.
- CASAS-SAINZ, A.M. y GIL-IMAZ, A. (1998): Extensional subsidence, contractional folding and thrust inversion of the Eastern Cameros Basin, Northern Spain. *Geol. Rudsch.*, 86, 802-818.
- CASAS-SAINZ, A.M., CORTÉS, A., GIL, A., MAESTRO, A., MUÑOZ, A., POCOVÍ, A., MARTÍNEZ, B., OLIVA, B., LIESA, C., CASTILLO, E., PUEYO, E., MILLÁN, H., SIMÓN, J.L., ARLEGUI, L., AURELL, M., MATA, M.P., TENA, S., ROMÁN, T. (1995): Estructura y evolución mesozoico-terciaria de las sierras de Cameros-Demanda (Cordillera Ibérica). *Guía de Campo. VII Reunión de la Comisión de Tectónica de la Sociedad Geológica de España. Univ. de Zaragoza, España*. 113 p.
- CASQUET, C., GALINDO, C., GONZÁLEZ-CASADO, J.M., ALONSO, A., MAS, R., RODAS, M., GARCÍA, E., BARRENECHEA, J.F. (1992): El metamorfismo en la Cuenca de Los Cameros. *Geocronología e implicaciones tectónicas. Geogaceta*, 11, 22-25.
- CAVAZZA, W., ZUFFA, G.G., CAMPORESI, C., FERRETTI, C. (1993): Sedimentary recycling in a temperate climate drainage basin (Senio River, north-central Italy): composition of source rock, soil profiles, and fluvial deposits. In: Johnsson, M.J., Basu, A. (Eds). *Processes controlling the composition of clastic sediments, Special Paper. Geol. Soc. Amer. Bull.* 82, 2755-2766.

- CHAYES, F. (1952): Notes of the staining of potash feldspar with sodium cobaltonitrite in thin section. *American Mineralogist*, 37, 337-340.
- CHOQUETTE, P.W., PRAY, L.C. (1970): Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 54, 207-250.
- CLEMENTE, P., ALONSO, A., PÉREZ ARLUCEA, M. (1991a): Secuencias de depósito en la parte occidental de la Cuenca de Los Cameros. Jurásico terminal-Cretácico Inferior. III Col. del Cretácico de España. Morella. Com. 1:21.
- CLEMENTE, P. (1991b): Estadios iniciales de relleno en una cuenca distensiva. La secuencia de depósito Tithoniense-Berriasiense en la parte occidental de la cuenca de Los Cameros. III Col. del Cretácico de España. Morella.
- CODY, R.D. (1979): Lenticular gypsum: occurrences in nature, and experimental determinations of effects of soluble green plant material on its formation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49(3), 1015-1028.
- COHEN, A.S. (1989): Facies relationship and sedimentation in large rift lakes and implications for hydrocarbon exploration: examples for lake Turkana and Tanganyika. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 70, 65-80.
- COHEN, A.S., THOUIN, C. (1987): Nearshore carbonate deposits in Lake Tanganyika. *Geology* 15, 414-418.
- COLLINSON, J.D. (1986): Alluvial sediments. En: *Sedimentary Environments and Facies*. Ed. H. G. Reading. Oxford Blackwell Scientific Publications, 20-62.
- COLLISON, J.D. y THOMPSON, U.B. (1982): *Sedimentary structures*. George Allen y Unwin. 194 pp.
- COLLINSON, J.D. y LEWIN, J., Eds., (1983): *Modern and ancient fluvial systems*: International Association of Sedimentologists, Special Publication 6, 575 pp.
- COLOMBO, F. (1992): Abanicos aluviales. En: *Sedimentología. Nuevas Tendencias*. Coordinador: A. Arche, pp. 143-218.
- CRAIG, H. (1961): Standard for reporting concentration of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science* 133, 1833-1834.
- CRITELLI, S. (1999): The interplay of lithospheric flexure and thrust accommodation in forming stratigraphic sequences in the southern Apennines foreland basin system. Italy: *Lincei Scienze Fische e Naturali, Rendiconti*, series IX, 10, 257-326.
- CRITELLI, S., LE PERA, E. (1994): Detrital modes and provenance of Miocene sandstones and modern sands of the Southern Apennines thrust-top basins, Italy. *Journal of Sedimentary Research* A64, 824-835.
- DAAMS, R.; DIAZ MOLINA, M. y MAS, R. (1995): Uncertainties in the Stratigraphic Analysis of Fluvial Deposits from the Loranca Basin, Spain. In: *Advances in High-*

- Resolution Sequence Stratigraphy, Examples from Outcrops and the Subsurface, Eds. Gaupp, R., Weerd, A. van, Yang, C. y Nio, D., *Sedimentary Geology*, 102, 187-207.
- DAVIS, D.W.; LONWENSTEIN, T.K., SPENCER, R.J. (1990): Melting behavior of fluid inclusions on laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl₂-H₂O, NaCl-KCl-H₂O. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 54, 591-601.
- DEAN, W.E. Y FOUCH, Th.D. (1983): "Lacustrine". In: Carbonate depositional environments. P.A. Scholle; D.G. Bebout & Moore (Eds). A.A.P.G. Mem. 33, pp. 97-130.
- DECELLES, P.G., HERTEL, F. (1989): Petrology of fluvial sands from the Amazonian foreland basin, Peru and Bolivia. *Geological Society of America Bulletin* 101, 1552-1562.
- DÍAZ MOLINA, M. (1984): Sedimentación fluvial. Ciclo de seminarios de sedimentología. I.G.M.E. Vol. 1. Coordinado por: V. Gabaldón, pp. 27-92.
- DICKINSON, W.R. (1970): Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40, 695-707.
- DICKINSON, W.R. (1985): Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. En: Zuffa, G.G. (ed.), *Provenance of Arenites*, 333-361.
- DICKINSON, W.R., SUCZEK, A. (1979): Plate tectonics and Sandstone compositions. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63 (12), 2164-2182.
- DICKINSON, W.R., BEARD, L.S., BARKENRIGGE, G.R., ERJAVEC, J.L., FERGUSON, R.C., INMAN, K.F., KNEPP, R.A., LINDBERG, F.A., RYBERG, P.T. (1983): Provenance of North America Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 222-235.
- DICKSON, J.A.D. (1990): Carbonate mineralogy and chemistry. En: M.E., Tucker y W.P. Wright, Eds. *Carbonate Sedimentology*, 284-313. Blackwell Publ. Oxford.
- DI GIULIO, A. y VALLONI, R. (1992): Sabbie e areniti: Analisi ottica e classificazione. *Acta Naturalia Ateneo Parmense*, 28, 3/4. 101p.
- DOTT, H.J. (1964): Wacke graywacke and matrix – what approach to immature sandstone classification? *Journal of Sedimentary Petrology*, 34, 625-632.
- DUBA, D.L WILLIAMS-JONES, A.E. (1983): The application of illite crystallinity, organic matter reflectance and isotopic techniques to mineral exploration: a case study in southwestern Gaspé, Quebec. *Econ. Geol.*, 78, 1350-1363.
- EMERY, D. y MYERS, K. (Eds.) (1996): *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science. Oxford U.K., 320 pp.
- EINSELE, G. (2000). *Sedimentary Basins: Evolution, facies and sediment budget*. 2nd. ed. Springer-Verlag.

- EPSTEIN, S., GRAF, D.L., DEGENS, E.T. (1964): Oxygen isotope studies on the origin of dolomites. En: Craig *et al.* (Eds). Isotopic and Cosmic Chemistry. North Holland, Amsterdam, 169-180.
- ETHRIDGE, F.G., JACKSON, T.J., YOUNGBERG, D.A. (1981): Floodbasin sequence of a fine-grained meander belt subsystem. The coal bearing Lower Wasatch and Upper Fort Union Formation. Southern Powder River Basin, Wyoming, S.E.P.M. Special Publication, 31, 191-209.
- ETHRIDGE, F.G., FLORES, R.M. y HARVEY, M.D., Eds., (1987): Recent developments in fluvial sedimentology: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 39, 389 pp
- EUGSTER, H.P. y HARDIE, L.A. (1975): Sedimentation in an ancient playa-lake complex: the Wilkins Peak Member of the Green River Formation of Wyoming. Bull. geol. Soc. Am. 86, 319-334.
- EVANS, A.L. (1990): Miocene Sandstone Provenance Relations in the Gulf of Suez: Insights into Synrift Unroofing and Uplift History. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 74, 1386-1400.
- EZQUERRA, J. (1841): Observaciones geognósticas y mineras sobre la Sierra del Moncayo. Anales de Minas II, 71-93.
- FAIRCHILD, I.J., HENDRY, G., QUEST, M., TUCKER, M. (1988): Chemical analysis of sedimentary rocks. En: Techniques in Sedimentology. Ed.: Tucker, M. Blackwell Scientific Publications. 274-354.
- FAURE, G. (1998): Principles and applications of Geochemistry. Prentice Hall. Upper Saddle River. 2ª Edición. 600 p.
- FAHRMEIR, L. y HAMERLE, A. (1984): Multivariate Statistische Verfahren. Berlín, 796 p.
- FLORES, R.M., ETHRIDGE, F.G., MIAL, A.D., GALLOWAY, W.E. y YOUCH, T.D., (1985): Recognition of fluvial depositional systems and their resource potential: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course 19, 290 pp.
- FREY, M. (1987): Very low grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. In: Low temperature metamorphism. (Ed. M. Frey), Blakie and sons, Glasgow, 9-58.
- FREYTET, P. (1973): Paléolimnologie du Crétacé supérieur et de l'Eocene basal en Languedoc. C.R. 96e Congr. Nat. Soc. Toulouse, Sc, II, 59-70.
- FREYTET, P. y PLAZIAT, J.C. (1982): Continental Carbonate Sedimentation and Pedogenesis Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. Contributions to Sedimentology, 12. Purser, B.H. ed. Stuttgart, 213 pp.
- FREYTET, P., y VERRECCHIA, E.P. (2002): Lacustrine and palustrine carbonate petrography: An overview: Journal of Paleolimnology, v. 27, 221-237.

- FRIEND, P. (1983): Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. In: Modern and ancient fluvial systems. Ed. J.D. Collinson & J. Lewint. I.A.S. Spec. Publ. 6, 195-206.
- FRIEDMAN, G.M. y SANDERS, J.E. (1978): Principles of Sedimentology. John Wiley and Sons. New York. Toronto. 791 pp.
- FÜCHTBAUER, H. (1967): Influence of different types of diagenesis on sandstone porosity. VII Worl Petroleum. Cong. Proc. 353-369.
- GALLOWAY, W.E. y HOBDAV, D.K. (1996): Terrigenous Clastic Depositional Systems. 2nd Ed. Springer-Verlag. Berlin Heildelberg New York. 489 pp.
- GARCÍA, A. (1977): Jurásico terminal y Cretácico inferior en la región central de la provincia de Valencia y noreste de la provincia de Albacete. Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías, 1, 1-334.
- GARCÍA-CUEVAS, C., GONZÁLEZ-CASADO, J.M. (1998): Medidas de deformación finita en la Cuenca de Cameros a partir de maclas de calcita en grietas de tensión. Geogaceta, 24, 135-138.
- GARZANTI, E., VEZZOLI, G., ANDÒ, S., CASTIGLIONI, G., 2001. Petrology of Rifted-Margin Sand (Red Sea and Gulf of Aden, Yemen). Journal of Geology 109, 277-297.
- GARZANTI, E., ANDÒ, S., VEZZOLI, G., DELL'ERA, D., 2003. From rifted margins to foreland basins: investigating provenance and sediment dispersal across desert Arabia (Oman, U.A.E.). Journal of Sedimentary Research 73 (4), 572-588.
- GAZZI, P., 1966. Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appenino modenese; correlazioni con il flysch di Monghidoro. Mineralogica Petrografica Acta 12, 69-97.
- GIERLOWSKI-KORDESCH, E., GÓMEZ FERNANDEZ, y MELÉNDEZ, N., (1991): Carbonate and coal deposition in an alluvial-lacustrine setting: Lower Cretaceous (Weald) in the Iberian Range (East- Central Spain). En: Lacustrine facies analysis (Anadon, P., Cabrera, L., and Kelts, K., Eds.). International Association of Sedimentologists, Special Publication 13, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 109-128.
- GILES, M.R., STEVENSON, S., MARTIN, S.V. et al (1992): The reservoir properties and diagenesis of the Brent Group: a regional perspective. In: Morton A.C., Haszeldine, R.S., Giles, M.R. and Brown, S (Eds). Geology of the Brent Group. Special Publication in the Geological Society of London, 61, 289-327.
- GLUYAS J.G., GRANT, S.M., ROBINSON, A. (1993): Geochemical evidence for a temporal link control on sandstone cementation. In: Horbury, A.D. and Robinson, A.G. (Eds). Diagenesis and basin development. Ass. of Petrol. Geolog. Stud. in Geol. 36, 23-33.
- GOLBERG, J.M., GUIRAUD, M., MALUSKI, H., SEGURET, M. (1988): Caractères pétrologiques étage du métamorphisme en contexte distensive du bassin sur

- décrochement de Soria (Crétacé Inferieur, Nord Espagne. C. R. Acad. Sci. Paris, serie II, 307, 521-527.
- GOLDSTEIN, R.H. y REINOLDS, T.J. (1994): Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. SEPM Short Course, 31. SEPM. Tulsa.
- GOLDSTEIN, R.H. y ROSSI, C. (2002): Recrystallization in quartz overgrowths. *Journal of Sedimentary Research*, 72(3), 432-440.
- GÓMEZ DE LLANERA, J. (1917): La estratigrafía del Moncayo. *Bol. Real Soc. Hist. Nat.* XVII, 568-572.
- GÓMEZ FERNÁNDEZ, J.C., (1992): Análisis de la cuenca sedimentaria de Los Cameros durante sus etapas iniciales de relleno en relación con su evolución paleogeográfica. Tesis doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 343 págs. Inédita.
- GÓMEZ FERNÁNDEZ, J.C. y MELÉNDEZ, N. (1994): Estratigrafía de la Cuenca de los Cameros (Cordillera Ibérica Noroccidental, N de España) durante el tránsito Jurásico-Cretácico. *Rev. Soc. Geol. España*, 7 (1-2), 121-139.
- GONZÁLEZ-ACEBRÓN, L. (2006): Procedencia y Diagénesis de los depósitos arenosos del comienzo del rifting Jurásico terminal-Cretácico Inferior (Grupo Tera) en el sector oriental de la Cuenca de Cameros (Noroeste de la Cordillera Ibérica). Trabajo de investigación (DEA). 114 págs.
- GONZÁLEZ-ACEBRÓN, L.; MAS, R.; ARRIBAS, J. (2005): Provenance of fluvial sandstone at the beginning of the Latest Jurassic-Early Cretaceous Rift stage on the North Iberian Basin. 8th International Conference on Fluvial Sedimentology. Delf (Holanda), abstract book, p. 27.
- GONZÁLEZ-ACEBRÓN, L.; ARRIBAS, J.; MAS, R. (2007 a): Provenance of fluvial sandstones at the start of late Jurassic-early Cretaceous rifting in the Cameros Basin (N. Spain). *Sedimentary Geology*, 202, 138-157.
- GONZÁLEZ-ACEBRÓN, L.; MAS, R.; ARRIBAS, J.; GOLDSTEIN, R.H.; BENITO, M.I. (2007 b): multiphase quartz cementation in sandstones: Tera Gr. (Tithonian, Cameros Basin, NE Spain). 25th IAS meeting, Patras (Grecia). Book of abstracts, p. 240.
- GRANADOS, L., GARCÍA VILA, F., RINCÓN, R., LOCUTURA, J.: Mapa Geológico de España. Escala 1: 50.000. Hoja 318 (Almarza). Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Memoria 28 págs.
- GUIMERÀ, J., ALONSO, A., MAS, R. (1995): Inversion of an extensional-ramp basin by a newly formed thrust: the Cameros Basin (N Spain). In. J.G. BUCHANAN & P.G. BUCHANAN (Eds.), *Basin Inversion. Geological Society Spec. Publ.*, 88: 433-453.
- GUIRAUD, M. (1983): Evolution tectono-sédimentaire du bassin Wealdien (Crétacé Inferieur) en relais de décrochements de Logroño-Soria (NW Espagne). Tesis doctoral. Univ. Sciences et Techniques du Languedoc, 183 págs inédita.

- GUIRAUD, M. y SEGURET, M. (1985): A realising solitary overstep model for the late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdian) Soria strike-slip basin (Northern Spain). *SEMP Special Publ.*, 37, 159-175.
- GUSTAVSON, T.C., HOWORKA, S.D., DUTTON, A.R. (1994): Origin of satin spar veins in evaporite basins: *Journal of Sedimentary Research, Section A: Sedimentary Petrology and Processes*, 64, 88-94.
- HAQ, B.H., HARDENBOL, J., VAIL, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.
- HARRIS, N.B., 2000, The Toca Carbonate, Congo Basin: Response to an Evolving Rift Lake, in *Petroleum Systems of South Atlantic Margins* [M.R. Mello and B.J. Katz, eds.]: AAPG Memoir 73, p. 341-360.
- HARRIS, N.B., P. SORRIAUX, AND D.F. TOOMEY, 1994, Geology of the Lower Cretaceous Viodo Carbonate, Congo basin: A lacustrine carbonate in the South Atlantic rift, in A.J. Lomando, B.C. Schreiber, and P.M. Harris, eds., *Lacustrine Reservoirs and Depositional Systems: Society of Economic Petrologists and Mineralogists Core Workshop No. 19*, p. 143-172.
- HELLER, P.L. y PAOLA, C. (1996) Downstream changes in alluvial architecture: an exploration of controls on channel-stacking patterns. *J. Sediment. Res.*, 66, 297-306.
- HELMOLD, K.P. y KAMP, P.C. (1984): Diagenetic mineralogy and controls on albitization and laumontite formation in Paleogene arkoses, Santa Ynez Mountains, California. En: *Clastic Diagenesis*. Eds: McDonald, D.A., Surdam, 239-276.
- HILL, B.G., AND BERESKIN, S.R. (1993): Oil and gas fields of Utah: Utah Geological Association, Publication 22, unpaginated.
- HOEFS, J. (1997): *Stable isotope Geochemistry*. 4ª Edición. Springer. Berlín, 201 p.
- HORSCHUTZ, P.M.C., L.C.S. DE FREITAS, C.V. STANK, A. DA S. BARROSO, y W.M. CRUZ (1992): The Linguado, Carapeba, Vermelho, and Marimbá giant oil fields, Campos basin, offshore Brazil, in M.T. Halbouty, ed., *Giant oil and gas fields of the decade 1978-1988: American Association of Petroleum Geologists Memoir 54*, p. 137-153.
- HOUSEKNECHT, D.W. (1987): Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones. *AAPG bulletin*, 71 (6), págs. 633-642.
- HUTCHINSON, G.E. (1957, 1975): *A treatise on Limnology*, Vol. 1 part. 1. John Wiley and Sons. New York. 792 pp.
- INGERSOLL, R.V., 1978. Petrofacies and petrologic evolution of the Late Cretaceous forearc basin, northern and central California. *Journal of Geology* 86, 335-352.

- INGERSOLL, R.V. y SUCZEK, C.A. (1979): Petrology and provenance of Neogene sands from Nicobar and Bengal fans, DSDP sites 211 and 218. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49, 1217-1228.
- INGERSOLL, R.V., BULARD, T.F., FORD, R.L., GRIMM, J.P., PICKLE, J.D., SARES, S.W., (1984): The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, 103-116.
- INGERSOLL, R.V.; KRETCHMER, A.G.; VALLES, P.K. (1993): The effect of sampling scale on actualistic sandstone petrofacies. *Sedimentology*, 40, 937-953.
- JACKSON, K.A. (1969): Soil chemical analysis. Advanced course. 2ª Edición. Madison, Wis., 895 p.
- JACKSON, R.G. (1976): Depositional model of point-bars in the Lower Wabash River. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46, 579-595.
- JACKSON II, R.G. (1978): Preliminary evaluation of Lithofacies models for meandering alluvial streams. In: Miall, A.D. Ed. (1978): *Fluvial Sedimentology*. Mem. Can. Soc. Petrol. Geol., 5, 543-576.
- JAMES, N.P. y CHOQUETTE, P.W. (1990): Limestones- The meteoric diagenetic environment. In: *Diagenesis* (Eds. I.A. McIlreath and D.W. Morrow). Geoscience Canada.Reprint series 4, 35-73.
- JOLY, H. (1927): Études géologiques sur la chaîne Celtibérique. (Provinces de Teruel, Soria, Logroño, Spagne). C.R. Congrès Géologique International, XIVª session, 1926, Spagne, 523-584.
- JOHNSON, M.J. (1993): The system controlling the composition of clastic sediments. En: *Processes controlling the composition of clastic sediments*. Ed. M. J. Johnson y B. Abhijit. págs. 1-20.
- JULIVERT, M., 1983. La estructura de la Zona Asturoccidental-Leonesa. In: *Geología de España*. Libro Jubilar. J.M. Ríos. Instituto Geológico y Minero de España T1, 381-407.
- JULIVERT, M., FONTBOTÉ, J.M, RIBEIRO, A., NAVAIS CONDE, L.E. (1972): Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E. 1:1.000.000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- KASTNER, M. (1971): Authigenic feldspars in carbonate rocks. *Amer. Miner.*, 56, 1403-1442.
- KELTS, K. y HSU K.J. (1978): Freshwater Carbonate Sedimentation. In: *Lakes Chemistry, Geology, Physics*. A. Lerman (Ed), 295 323. Springer Verlag.
- KELTS, K. y TALBOT, M., 1990, Lacustrine carbonates as geochemical archives of environmental change and biotic-abiotic interactions, in Tilzer, M.M. and Serruya, C., eds., *Ecological Structure and Function in Large Lakes*: Springer-Verlag, Berlin, p. 290-317.

- KISCH, H. J. (1983): Mineralogy and Petrology of burial Diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. In: Diagenesis in Sediments and Sedimentary rocks, Vol. 2. (Eds: Larsen and G.V. Chilingar). Elsevier, Amsterdam, 289-493.
- KLEIN, C. (2008): Mineralogía. Ed. Zanichelli. 605 págs.
- KLEIN, C. y HURLBURT, C.S. (1996): Manual de mineralogía. Ed. Reverté.
- KNEUPER-HAACK, F. (1966): Ostracoden aus dem Wealden der Sierra de Cameros (Nordwestliche Iberische Ketten). Beiheft geologischen Jahrbuch, 44, 165-209.
- KRAISHAN, G.M., REZAEI, M.R., WORDEN, R.H. (2000): Significance of trace element composition of quartz cement as a key to reveal the origin of silica in sandstones: an example from the Cretaceous of the Barrow Sub-basin, Western Australia. In: Worden, R.H., Morad, S. (Eds.). Quartz cementation in sandstones. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 29, 317-331.
- KRAUS, M.J. (2002) Basin-scale changes in floodplain paleosols: implications for interpreting alluvial architecture. J. Sediment. Res., 72, 500-509.
- KRAUS, M.J. y MIDDLETON, L.T. (1987) Contrasting architecture of two alluvial suites in different structural settings. In: Recent Developments in Fluvial Sedimentology (Eds F.G. Ethridge, R.M. Flores and M.D. Harvey). Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 39, 253-262.
- KRUBLER, B. (1967): La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. Etages Tectoniques, Coll Neuchâtel, 105-122.
- KUKAL, A. (1971): Geology in recent sediments. 490 pp. Czechoslovak Acad. Sc. Praga. Academic Press.
- LACAZETTE, A. (1990): Application of linear elastic fracture mechanics to the quantitative evaluation of fluid-inclusion decrepitation. Geology, 18, 782-785.
- LAND, L.S. (1980) : The isotopic and trace element geochemistry of dolomite : the state of the art. En : Zenger, D.H., Dunham, J.B., Ethington, R.L. Concepts and models of dolomitization. SEPM Special Publication, 28, 87-110.
- LARSON, B., BEAUFORT, D., BERGER, G., BAUER, A., CASSAGNABÈRE, A. y MEUNIER, A. (2002): Authigenic kaolin and illitic minerals during burial diagenesis of sandstones: a review. Clay Minerals, 37, 1-22.
- LAST, W.M. (1990): Lacustrine dolomite; an overview of modern, Holocene, and Pleistocene occurrences: Earth-Science Reviews, v. 27, p. 221-263.
- LEEDER, M.R. (1973): Fluvial fining-upwards cycles and the magnitude of palaeochannels. Geol. Mag. 110, 256-276.

- LEEDER, M.R. (1978): A quantitative stratigraphic model for alluvium, with special reference to channel deposit density and interconnectedness. In: *Fluvial Sedimentology* (Ed. A.D. Miall). Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5, 587–596.
- LEEDER, M.R. y GAWTHORPE, R.L. (1987): Sedimentary models for extensional tilt block/half-graben basins. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 28, 139–152.
- LEEDER, M.R., MACK, G.H., PEAKALL, J. y SALYARDS, S.L. (1996): First quantitative test of alluvial stratigraphic models: southern Rio Grande rift, New Mexico. *Geology*, 24, 87–90.
- LEOPOLD, L.B. y WOLMAN, M.G. (1957): River channel patterns: straight, meandering and braided. *U.S. Geol. Sur. Profess. Papers*, 282-B, pp. 39-85.
- LAZARRET, M. (1896): *Recherches géologiques sur la région orientale de la province de Burgos et sur quelques points des provinces d' Álava et de Logroño. Thèses présentées a la Faculté des Sciences de Paris. Serie A*, 253, 310 pp.
- LE PERA, E. y ARRIBAS, J. (2004): Sand composition in an Iberian passive-margin fluvial course: the Tajo River. *Sedimentary Geology*. 171, 261-281.
- LE VOT, M., BITEAU, J.J., MASSET, J.M. (1996): The Aquitaine basin: oil and gas producing in the foreland of the Pyrenean fold-and-thrust belt. New exploration perspectives. En: *Peri-Tethys Mem. 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands* (Eds. P.A. Ziegler y F. Horváth). *Mem. Mus. Hist. Nat. París*, 170, 159-171.
- LEEDER, M. (1999): *Sedimentology and Sedimentary Basins. From Turbulence to Tectonics*. Blackwell Science. Oxford. UK., 552 pp.
- LEEDER, M.R. (1982): *Sedimentology. Process and product*. George Allen & Unwin. London. 344 pp.
- LEICHMANN, J., BROSKA, I., ZACHOVALOVÁ, K. (2003): Low-grade metamorphic alteration of feldspar minerals: a CL study. *Terra Nova*, 15 (2), 104-108.
- LINDHOLM, R.C. y FINKELMAN, R.B., (1972): Calcite staining: semiquantitative determination of ferrous iron. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42, 239-245.
- LOGAN, B.W., REZAK, R., GINSBURG, R.N. (1964): Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Journal of Geology*, 72, 68-83.
- LUNDERGARD, P.D. (1992): Sandstone porosity loss. A “big picture” view of the importance of Compaction. *Jour. Sed. Petrology*, 62, 250-260.
- LUZÓN, A., GONZÁLES, A., MUNOZ, A., y SÁNCHEZ, VALVERDE, B. (2002): Upper Oligocene-Lower Miocene shallowing-upward lacustrine sequences controlled by periodic and non-periodic processes (Ebro Basin, northeastern Spain): *Journal of Paleolimnology*, v. 28, p. 441-456.
- MACKEY, S.D. y BRIDGE, J. S. (1992): A revised fortran program to simulate alluvial stratigraphy. *Computers & Geosciences*, 18: 119-181.

- MACKEY, S.D. y BRIDGE, J.S. (1995) Three-dimensional model of alluvial stratigraphy: theory and application. *J. Sediment. Res.*, B65, 7–31.
- McAULAY, G.E., BURLEY, S.D., JOHNES, L.H. (1993): Silicate mineral authogenesis in the Hutton and NW Hutton fields: implication of subsurface porosity development. In: *Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceedings of the 4th Conference*. (Ed: J.R. Parker). Geological Society, London, 1377-1394.
- McBRIDE, E. (1985): Diagenetic processes that affect provenance determination in sandstones. En: GG. Zuffa (Ed). *Provenance of arenitas*, NATO ASI Series, C-148, 95-113.
- McKENZIE, J.A. (1981): Holocene dolomitization of calcium carbonate sediments from the coastal sabkhas of Abu Dhabi, U.A.E.: A stable isotope study. *J. Geol.*, 89, 185-198.
- MALLADA, L. (1984): Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España. Sistema Jurásico. *Bol. Com. Mapa Geol. Esp*, XI, 209-358, Madrid.
- MALLADA, L. (1985): Índice alfabético de los géneros y especies de los sistemas triásico y jurásico que se reseñan en el Tomo II de la sinopsis paleontológica de España. *Bol. Com. Mapa Geol. Esp*, XIII, 631-640, Madrid.
- MALLADA, L. (1987): Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España. Sistema Cuenca de Cameros. *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 11 (3-4), 253-269.
- MAYAYO, M.J., BAULUZ, B., LÓPEZ-GALINDO, A., y GONZÁLEZ-LOPEZ, J.M. (1996): Mineralogy and geochemistry of the carbonates in the Caltayud basins (Zaragoza, Spain): *Chemical Geology*, 130, 123-136.
- MANTILLA-FIGUEROA, L.C. (1999): El metamorfismo hidrotermal de la Sierra de Cameros (La Rioja-España): Petrología, Geoquímica, Geocronología y contexto estructural de los procesos de interacción fluido-roca. Tesis doctoral, UCM, 361 págs.
- MANTILLA-FIGUEROA, L.C., CASQUET, C., MAS, J.R. (1998): Los paleofluidos del Grupo Oncala, Cuenca de Cameros (La Rioja, España): Datos de inclusiones fluidas, isótopos de oxígeno y SEM. *Geogaceta*, 24, 207-210.
- MANTILLA-FIGUEROA, L.C., CASQUET, C., MAS, J.R. (1999): Comparación entre el metamorfismo de la Cuenca de Cameros y de la cuenca aurífera de Witwatersrand (Sudáfrica). Implicaciones metalogenéticas. *Geogaceta*, 25, 131-134.
- MANTILLA-FIGUEROA, L.C., CASQUET, C., GALINDO, C., MAS, J.R. (2002): El metamorfismo hidrotermal cretácico y Paleógeno de la Cuenca de Cameros (Cordillera Ibérica, España). *Zubía. Instituto de Estudios Riojanos*, 14, 143-154.
- MARSAGLIA, K.M., PAVIA, J.A., MALONEY, S.J. (2006): Petrology and provenance of Eocene-Albian sandstones and grainstones recovered during ODP Leg 210: Implications for passive margin (rift-to-drift) sandstone provenance models. En: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, volume 210. 47 págs.

- MARTÍN-CLOSAS, M., ALONSO MILLÁN, A., (1998): Estratigrafía y Bioestratigrafía (Charophyta) del Cretácico Inferior en el sector occidental de la Cuenca de Cameros (Cordillera Ibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 11, 253-269.
- MARTÍN-VIVALDI, J.L., RODRÍGUEZ-GALLEGO, M. (1961): Some problems in the identification of clay minerals in mixtures by X-ray diffraction photographs. Part I. Chlorite-kaolinite mixtures. Part II. Chlorite, swelling chlorite and montmorillonite. *Clay Minerals Bulletin*, 4, 288-292.
- MARZO, M. (1989): Sistemas fluviales de alta sinuosidad. En: *Sedimentología* (Ed. A. Arche). Vol. 1, pp. 107-141, C.S.I.C. Madrid. Col. Nuevas Tendencias.
- MAS, J.R. (1981): El Cretácico Inferior en la región Noroccidental de la provincia de Valencia. *Seminarios de Estratigrafía, Serie monografías*, 8, 1-476.
- MAS, J.R., ALONSO, A. (1993): Memoria explicativa de la hoja nº55 (Liria) del Mapa Geológico de España a escala 1:200.000 (2ª serie), IGME, Madrid.
- MAS, J.R., ALONSO, A., GARCÍA, A., ARIAS, C., VILAS, L., MELÉNDEZ, N., RINCÓN, R. (1982): Les grandes étapes dans l'évolution du Crétacé de la zone sudoccidental de la Chaîne Ibérique (Espagne). 9 Reun. Ann. Soc. Géol. France, París, 417.
- MAS, J.R., ALONSO, A., MELÉNDEZ, N. (1984): La formación Villar del Arzobispo: un ejemplo de llanuras de marea siliciclásticas asociadas a plataformas carbonatadas. Jurásico terminal (NW de Valencia y E de Cuenca). *Publ. Geol. Univ. Aut. Barcelona*, 20, 175-188.
- MAS, J.R., ALONSO, A., GUIMERÀ, J. (1993): Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: la cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6 (3-4), 129-144.
- MAS, J.R., ALONSO, A., BENITO, M.I. (1997 a): Depositional and diagenetic evolution of late Jurassic coral reefs in Northern Iberian Ranges (North Spain). *Boletín de la Real Sociedad de Historia Natural*, 92, 143-160.
- MAS, J.R., GUIMERÀ, J., ALONSO, A. (1997 b): Evolution of a Mesozoic intraplate extensional basin: the Cameros basin (North Spain). *Annual Meeting of IGCP Project N° 369-Comparative Evolution of Peri-Tethyan Rift Basins* (1997), 33-36.
- MAS, J.R., GUIMERÀ, J., ALONSO, A. (1998): The Cameros Basin (North Spain): an atypical intraplate extensional basin in the Mesozoic Iberian Rift System. En: *Sedimentology at the dawn of the third millennium. 15th international sedimentary congress*, Alicante.
- MAS, J.R. y SALAS, R. (2002): Lower Cretaceous in the Iberian Basin. En: *Geology of Spain* (Eds: W. Gibbons y T. Moreno), Geol. Soc. London, 284-288.
- MAS, J.R., BENITO, M.I., ARRIBAS, J., SERRANO, A., GUIMERÀ, J., ALONSO, A., ALONSO-AZCÁRATE, J. (2002): La Cuenca de Cameros: desde la extensión

- finijurásica-eocretácica a la inversión terciaria – implicaciones en la exploración de hidrocarburos. Zubía. Instituto de Estudios Riojanos. Nº 14.
- MAS, J.R., BENITO, M.I., ARRIBAS, J., SERRANO, A., ALONSO, A., ALONSO-AZCÁRATE, J. (2003): The Cameros Basin: From Late Jurassic-Early Cretaceous Extension to Tertiary Contractual Inversion-Implications of Hydrocarbon Exploration. In: AAPG International Conference and Exhibition, Barcelona, Spain. Geological Field Trip, 11.
- MAS, R. (COORD.), GARCÍA, A (COORD.), SALAS, R., MELÉNDEZ, A., ALONSO, A., AURELL, M., BÁDENAS, B., BENITO, M.I., CARENAS, B., GARCÍA-HIDALGO, J.F., GIL, J., SEGURA, M., (2004): 5.3.3. Segunda fase de rifting: Jurásico Superior-Cretácico Inferior. En: Geología de España (J. Vera Ed.), 503-509. Sociedad Geológica de España – Instituto Geológico y Minero de España.
- MATA, M.P. (1997): Caracterización y evolución mineralógica de la Cuenca Mesozoica de Cameros (Soria-La Rioja). Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza, 349 págs, inédita.
- MATA, M.P., LÓPEZ-AGUAYO, F. (2002): La cookeita asociada a la pirita de la Cuenca de Cameros: estudio por microscopía electrónica de barrido y transmisión. Zubía Monográfico, 14, 155-172.
- MATA, M.P., PÉREZ-LORENTE, F., SORIANO, J., LÓPEZ AGUAYO, F. (1990): Caracterización de cloritoides de la Sierra de los Cameros (Soria-La Rioja), primeros datos analíticos. Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía, 13, 35-41.
- MATA, M.P., GIL IMAZ, A., CASAS SAINZ, A., POCOVÍ, J.A., CANALS, A. (1996): La extensión cretácica en la Cuenca de Cameros: resultados del análisis estructural de grietas de cuarzo y del estudio de inclusiones fluidas. Geogaceta, 20(4), 893-896.
- MATA, M.P., AGUAYO, F.L., GIL IMAZ, A., POCOVÍ, J.A. (1998): Intercrecimientos de filosilicatos en la Cuenca de Cameros y su relación con la génesis de la esquistosidad en la etapa metamórfica de bajo grado. Geogaceta 24, 227-230.
- MATA, M.P., CASAS, A.M., CANALS, A., GIL, A., POCOVÍ, A. (2001): Thermal history during Mesozoic extension and Tertiary uplift in the Cameros Basin, northern Spain. Basin Research, 13, 91-111.
- McBRIDE, E.F. (1985): Diagenetic processes that affect provenance determinations in sandstone. En: Zuffa, G.G. (Ed.): Provenance of arenites. Reidel, Dordrecht, 95-113.
- MELIM, L.A. y SCHOLLE, P.A. (2002): Dolomitization of the capitan formation foreereef facies (Permian, West Texas and New Mexico: seepage reflux revisited. Sedimentology, 49, 1207-1227.
- MIALL, A.D. (1977): A review of the braided-river depositional environment. Earth-Sci. Rev., 13, 1-62.

- MIALL, A.D. (1978a): Lithofacies types and vertical profile model in braided river deposits: A summary. In: Fluvial sedimentology. (Ed. A.D. Miall). Mem. Can. Soc. Petrol. Geol. 5, 597-604.
- MIALL, A.D., Ed. (1978b): Fluvial Sedimentology. Mem. Can. Soc. Petrol. Geol., 5, 859 pp.
- MIALL, A.D. (1981): Analysis of Fluvial depositional systems. A.A.P.G. Fall Education Conference. Calgary, 75 pp.
- MIALL, A.D. (1988): Facies architecture in clastic sedimentary basins. En: Kleinspehn K.L. y Paola, Ch. (Ed.). New Perspectives in Basin Analysis. Frontiers in Sed. Geol. Springer-Verlag.
- MIALL, A. D. (1992): Alluvial deposits. En: Facies Models: Response to Sea Level Change. (R.G. Walker y N.P. James, Eds), pp. 119-142, Geological Association of Canada.
- MILLIKEN, K.L. (2005): Late diagenesis and mass transfer in sandstone-shale sequences. En: Treatise on geochemistry. Volume 7: Sediments, diagenesis and sedimentary rocks. Edited by Mackenzie, F.T.
- MITRA, S y BEARD, W.C. (1980): Theoretical models of porosity reduction by pressure solution of well-sorted sandstones. Journal of Sedimentary Petrography, 50, 1347-1360.
- MORAD, S. (1986): Albitization of K-feldspar grains in Proterozoic arkoses and greywackes from southern Sweden. N. Jb. Miner. Mh., 4, 145-156.
- MORAD, S., BERGAN, M., KNARUD, R., NYSTUEN, J.P (1990): Albitization of detrital plagioclase in Triassic Reservoir sandstones from the Snorre Field, Norwegian North Sea. Journal of Sedimentary Petrology, 60(3), 411-425.
- MORAD, S., KETZER, J.M., DE ROS, F. (2000): Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: Implications for mass transfer in sedimentary basins. Sedimentology, 47, 95-120.
- MURPHY, D.H. y WILKINSON, B.H. (1980): Carbonate deposition and facies distributio in a central Michigan marl lake. Sedimentology, 27: 123 135.
- NAJARRO, M. (2005): Evolución sedimentaria, procedencia y diagénesis de los últimos episodios de relleno de la Cuenca de Cameros (Grupo Oliván, Cretácico Inferior, Cordillera Ibérica Septentrional). Trabajo de investigación (DEA), UCM.
- NAJARRO, M; ARRIBAS, J.; MAS, R.; OCHOA, M. (2005): Sedimentary evolution and provenance of the last provenance episodes of the Cameros Basin (Early Cretaceous, North Spain). 8th International Conference on Fluvial Sedimentology. Delf (Holanda), abstract book, page 217.
- NAVARRO VÁZQUEZ, D., GRANADOS, L., MUÑOZ DEL REAL, J.L., GÓMEZ FERNÁNDEZ, J.J. *et al.* (1991): Mapa Geológico de España. Escala 1: 50.000. Hoja 350 (Soria). Instituto Tecnológico Geominero de España. Memoria 70 págs.
- NICHOLS, G. (1999): Sedimentology & Stratigraphy. Blackwell Science. Oxford U.K.

- NILSEN, T.H., Ed., (1984): Fluvial sedimentation and related tectonic framework, western North America: *Sedimentary Geology*, 36, 523 pp.
- NORTHROP, D.A., CLAYTON, R.N. (1966): Oxygen isotope fractionation in systems containing dolomite. *J. Geol.*, 74, 174-196.
- OCHOA, M. (2006): Procedencia y diagénesis del registro arenoso del Grupo Urbión (Cretácico Inferior) de la Cuenca de Cameros (Cordillera Ibérica septentrional). Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid. 240 p.
- OCHOA, M., ARRIBAS, J., MAS, R., NAJARRO, M. (2005): Controls destroying a fluvial reservoir in Cameros Basin, Spain. 8th International Conference on Fluvial Sedimentology. Delf (Holanda), abstract book, page 226.
- OCHOA, M., ARRIBAS, J., MAS, R., GOLDSTEIN, R.H. (2007): Destruction of a fluvial reservoir by hidrothermal activity (Cameros Basin, Spain). *Sedimentary Geology*, 202, 158-173.
- OLAGÜE, I. (1935): Notas para el estudio del estudio de la Rioja I. La Sierra de Peña Isasa. *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XXXV, 25-38.
- OLAGÜE, I. (1936): Notas para el estudio del estudio de la Rioja II. Las Sierras de Cameros. *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XXXVI, 101-126.
- OLAUSSEN, S. (1981): Formation of celestite in the Wenlock, Oslo region Norway-Evidence for evaporitic depositional environments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51, 37-46.
- OLSEN, H. (1990): Astronomical forcing of meandering river behavior: Milankovitch cycles in Devonian of East Greenland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 79, 99-115.
- O'NEIL, J.R., EPSTEIN, S. (1966): Oxygen isotope fractionation in the system dolomite-calcite-carbon dioxide. *Science*, 152, 198-201.
- OSBORNE, M. y HASZELDINE, R.S. (1993): Evidence for resetting of fluid inclusions temperatures from quartz cements in oil fields. *Marine and Petroleum Geology*, 10, 271-278.
- OWEN, M.R. (1991): Application of cathodoluminescence to sandstone provenance. En: *Luminescence microscopy and spectroscopy: Qualitative and Quantitative Applications*. SEPM Short course 25. Editors: Baker, E. & Kopp, O.C.
- PALACIOS, P. (1882): Cristales de pirita de hierro en las capas Jurásicas de la provincia de Soria. *Bol. Comisión Mapa Geol. Nacional*. T IX: 223-226.
- PALACIOS, P. (1890): Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Soria. *Mem. Com. Mapa Geol. Esp.*, 16. Madrid.
- PALACIOS, P. (1917): Nota acerca de la composición estratigráfica del Moncayo. *Bol. Inst. Geol. España*, XXXVIII, 3-14.

- PALACIOS, P., SÁNCHEZ LOZANO, R. (1885): La formación wealdense en las provincias de Soria y Logroño. Bol. Com. Mapa Geol. Esp. XII, 109-143, Madrid.
- PALOMARES, M. y ARRIBAS, J. (1993): Modern stream sands from compound crystalline sources: Composition and sand generation index. In: Johnsson, M.J. & Basu, A., Eds. Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. Geological Society of America, Special Paper, 284, 313-322.
- PAOLA, C. (2000): Quantitative models of sedimentary basin filling. *Sedimentology*, 47 (suppl. 1), 121-178.
- PAOLA, C., MULLIN, J., ELLIS, C., MOHRIG, D.C., SWENSON, J.B., PARKER, G., HICKSON, T., HELLER, P.L., PRATSON, L., SYVITSKI, J., SHEETS, B. AND STRONG, N. (2001): Experimental stratigraphy. *GSA Today*, 11, 4-9.
- PETERMAN, Z.E., HEDGE, C.E., TOURTELOT, H.A. (1970): Isotopic composition of strontium in seawater throughout Phanerozoic time. *Geochimica et cosmochimica acta* 34, 105-120.
- PETTIJOHN, F.J., (1957): Sedimentary rocks, second edition: New York, Harper, 718 págs.
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E., SIEVER, R. (1973): Sand and sandstones. Springer -Verlag, New York – Heidelberg – Berlín. 618 págs.
- PÉREZ, R.J. y BOLES, J.R. (2005): An empirically derived kinetic model for albitization of detrital plagioclase. *American Journal of Science*, 305, 312-343.
- PIERRE, C., ROUCHY, J.M. (1988): Carbonate replacements after sulfate evaporites in the Middle Miocene of Egypt, 58(3), 446-456.
- PLATA, A., (1994): Composición isotópica de las precipitaciones y aguas subterráneas de la Península Ibérica: Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas, Ministerio de Obras Públicas y Transportes, Madrid, 140 p.
- PLATT, J.D. (1993): Controls on clay mineral distribution and chemistry in the early Permian Rotliegendes of Germany. *Clay mineral.*, 28, 393-314.
- PLATT, N.H. (1989a): Climatic and tectonic controls on the sedimentation of a Mesozoic lacustrine sequence: the Purbeck of the West Cameros Basin, Northern Spain. *Paleogeography, paleoclimatology, paleoecology*, 70. 187-197.
- PLATT, N.H. (1989b): Continental sedimentation in an evolving rift basin: the Lower Cretaceous of the Western Cameros Basin (Northern Spain). *Sedimentary Geology*, 64, 94-109.
- PLATT, N.H. (1990): Basin evolution and fault reactivation in the Western Cameros Basin, Northern Spain, *Journal of the Geological Society of London*, 147. 165-175.
- PLATT, N.H. (1995): Sedimentation and tectonics of a synrift succession: upper Jurassic alluvial fans and palaeokarst at the late Cimmerian unconformity, western Cameros

- Basin, Northern Spain. En: Sedimentary facies analysis (Ed. G. Print). IAS Special Publication, 22. 219-236.
- PLATT, N.H. y WRIGHT, W.P. (1991): Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. Eds: Anadón, P., Cabrera, Ll., Kelts, K. Special Publication of International Association of Sedimentologists 13, 57-74.
- POWERS, M.C. (1953): A new roundness scale for sedimentary particles. Journal of Sedimentary Petrology, 23, 117-119.
- PUIGDEFÁBREGAS, C. (1973): Miocene point-bar deposits in the Ebro Basin, Northern Spain. Sedimentology, 20, 133-144.
- RAMEIL, N. (2008): Early diagenetic dolomitization and dedolomitization of Late Jurassic and Earliest Cretaceous platform carbonates: a case study from the Jura Mountains (NW Switzerland, E France). 212, 70-85.
- RAMOS, A. (1989): Sistemas aluviales braided. En: Sedimentología. (Ed. A. Arche). Volumen 1, págs. 67-106.
- RAMSEYER, K., BOLES, J.R., LICHTNER, P.C. (1992): Mechanism of plagioclase albitization. Journal of Sedimentary Petrology, 62 (3), 349-356.
- READING, H.G. (1986) (ed.): Sedimentary Environments and Facies. Blackwell Scientific Publications. 557 pp. 2a. ed.
- READING, H.G. (Ed.) (1996): Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy 3 ed. Blackwell Scientific Publications, Oxford: 688p.
- REEVES, C.C.JR. (1968): Introduction to Palaeolimnology. Developments in Sedimentology 11, 228 pp. Elsevier. Amsterdam.
- REINECK, H.E. y SINGH, I.B. (1973): Depositional sedimentary environments. With reference to terrigenous clastics. 439 pp. Springer Verlag.
- RICCI LUCCHI, F. (1978): Sedimenti Continentali: sistema Alluvionale. In: Sedimentología. Tomo III. (F.Ricci Lucchi). Cooperativa Libreria Universitaria Editrice. Bologna. págs. 45-92.
- RICCI LUCCHI, F. (1980): Sedimentologia. (3 vols.) Cooperativa Libreria Universitaria Editrice.
- RITTENHOUSE, G. (1971): Mechanical compaction of sands containing different percentages of ductile grains: a theoretical approach. Bulletin of American Association of Petroleum geologists, 55, 92-96.
- ROCA, E., GUIMERÁ, J., SALAS, R. (1994): Mesozoic extensional tectonics in the southeast Iberian Chain. Geol. Mag., 131 (2): 503-519.
- ROLLINSON, H. (1993): Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical. 266-315.

- ROYO GÓMEZ, J. (1926): Les Vertébrés du faciès wealdien Espagnol. Comptes Rendus XIV Session. Congrès. Geol. Geol. Int. Quatrieme Fascicule: 2039-2042.
- ROYO GÓMEZ, J. (1927): Sur le faciès wealdien d'Espagne. C.R. som. Soc. Geol. France (1 y 2): 125-128.
- RUST, B.R. (1978a): The interpretation of ancient alluvial succession in the light of modern investigation. En: Research in fluvial sedimentology. Davidson, Arnot y Nickling (Eds.), 67-105.
- RUST, B.R. (1978b): A classification of alluvial channel systems. En: A.D. Miall Ed., Fluvial Sedimentology. Mem. Can. Soc. Petrol. Geol., 5, 187-198.
- RUSH, G.B.; REED, M.H. (2005): Scanning electron microscope-cathodoluminescence analysis of quartz reveals complex growth histories in veins for the Butte porphyry copper deposit, Montana. *Geology*, 30 (8), 727-730.
- RUSH, G.B.; REED, M.H.; DILLES, J.H.; KENT, A.J.R.; DYPVIK, H.; GOLES, G.G. (2006): Intensity of quartz cathodoluminescence and trace-element content in quartz from the porphyry copper deposit at Butte, Montana. *American Mineralogist*, 91, 1300-1312.
- SAÉNZ GARCÍA, C. (1942): Notas y datos de estratigrafía española. *Bol. Real Sociedad de Historia Natural*, 40, 105-108.
- SAÉNZ GARCÍA, C. (1945): Bases para la revisión del mapa geológico de la provincia de Soria. *Las Ciencias*. Año X (1): 1-12.
- SAÉNZ GARCÍA, C. (1948): Datos para el estudio de la Paleogeografía del Jurásico Superior y del Cretácico Inferior en el NE de España. XVIII Congreso Geológico Internacional. Londres. Asesoría Geológica de obras públicas. 12 pp.
- SAIGAL, G.C., MORAD, S., BJØRLYKKE, K., EGEBERG, P.K., AAGAARD, P. (1988): Diagenetic albitization of detrital K-feldspar in Jurassic, Lower Cretaceous, and Tertiary clastic reservoir rocks from offshore Norway, I. Textures and origin. *Journal and Sedimentary Petrology*, 58 (6), 3-13.
- SALAS, R. (1989): Evolución estratigráfica secuencial y tipos de plataformas de carbonatos del intervalo Oxfordiense-Berriasiense en las cordilleras Ibérica oriental y costero catalana meridional. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 13, 121-157.
- SALAS, R. y CASAS, A., (1993): Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228, 33-55.
- SALAS, R. y GUIMERÀ, J. (1997): Estructura y estratigrafía secuencial de la cuenca del Maestrazgo durante la etapa de rift Jurásica superior- Cretácica inferior (Cordillera Ibérica oriental). *Boletín Geológico y Minero*, 108-4 y 5, 65-74.
- SALAS, R., MARTÍN-CLOSAS, C., QUEROL, X., GUIMERÀ, J., ROCA, E. (1995): Evolución tectonosedimentaria de las cuencas del Maestrazgo y Aliaga-Penyagolosa

- durante el Cretácico Inferior. En: El Cretácico Inferior del Nordeste de Iberia (Eds. R. Salas y C. Martín-Closas). Publ. Univ. Barcelona, 13-94.
- SALAS, R, GUIMERA, J., MAS, R., MARTÍN-CLOSAS, C., MELÉNDEZ, A., ALONSO, A. (2001): Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cainozoic Inversion (Iberian Chain). In: Peri-Tethyan Rift-Wrench Basins and Passive Margins (Eds. W. Cavazza, A.H.F.R. Roberson and P. Ziegler). Mém. Mus. Nat. Hist. Natur., 186, 145-185.
- SALOMÓM, J. (1982): Les formations continentales du Jurassique supérieur – Crétacé inférieur (Espagne du Nord – Chaînes Cantabriques et NW Ibérique). Mém. Géol. Univ. Dijon, 6, 1-227.
- SAN MIGUEL, M. (1921): Hoja nº 347 (Peñaranda de Duero). Mapa Geológico de España. 1:50.000. 1ª serie IGME.
- SÁNCHEZ LOZANO, R. (1894): Descripción física, geológica y minera de la provincia de Logroño. Mem. Com. Mapa Geol. Esp. Madrid.
- SCHOLLE, P.A. y Spearing, D. (Eds.) (1982): Sandstone depositional environments. AAPG Memoir.
- SELLEY, R.C. (1982): An introduction to Sedimentology. 2nd. ed., Academic Press. 417 pp.
- SELLEY, R.C. (1988): Applied Sedimentology. Academic Press., 446 pp.
- SCHEREIBER, B.C. y TABAKH, M. (2000): Deposition and early alteration of evaporites. Sedimentology, 47. 215-238.
- SCHOLTTLE, M. y MULLER, G. (1968): Recent carbonate sedimentation in the Gradensee (Lake Constance) Germany. In: Carbonate Sedimentology in Central Europe. G. Muller & G.M. Friedman (Eds.). Springer Verlag, 145-156.
- SCHUDACK, M. (1987): Charophyntenflora und fazielle Entwicklung der Grenzschichten mariner Jura/Wealden in der Nordwestlichen Iberischen Ketten (mit Vergleichen zu Asturien und Kantabrien). Paleontographica. Abt. B., 204, (1-6) 108 págs.
- SCHUDACK, M. y SCHUDACK U. (1989): Late Kimmeridgian to Berriasian paleogeography of the northwestern Iberian Ranges (Spain). Berliner geowiss. Abh. (A) 106, P. 445-457.
- SCHUMM, S.A. (1977): The Fluvial System. John Wiley & Sons. New York, London, 338 pp.
- SCHUMM, S.A. (1981): Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. S.E.P.M. Spec. Pub. 31, 19-29.
- SCHWAB, F. (1986): Sedimentary “signatures” of foreland basin assemblages: real or counterfeit? In: Allen, P.A. and Homewood, P., Eds., Foreland Basins: International Association of Sedimentologists, Special Publication 8, 395-410.
- SHEARMAN, D.J. y FULLER, J.G. (1969): Anhydrite diagenesis, calcitization, and organic laminites, Winnipegosis Formation, Middle Devonian, Saskatchewan. Bull. Can. Pet. Geol. 17, 496-525.

- SHEETS, B., HICKSON, T. y PAOLA, C. (2002): Assembling the stratigraphic record: depositional patterns and time-scales in an experimental alluvial basin. *Basin Res.*, 14, 287-301.
- SOPEÑA, A., DE VICENTE, G. (2004): 5.1. Rasgos Generales: Cordilleras Ibérica y Costero-Catalana. En: *Geología de España* (J. Vera, Ed.), 467-470. Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España.
- SURDAN, R.C. y WOLFBAUER, C.A. (1975): Green River Formation, Wyoming: A playa Lake Complex. *Geol. Soc. Am. Bul* I, 86/3; 335-345.
- SWIRYDCZUK, K., WILDINSON, B.H., y SMITH, G.R. (1978): The Pliocene Glenns Ferry Oolite: Lake-margin carbonate deposition in the southwestern Snake River Plain: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 49, 995-1004.
- SWIRYDCZUK, K., WILDINSON, B.H., y SMITH, G.R. (1979): The Pliocene Glenns Ferry Oolite - II: Sedimentology of oolitic lacustrine terrace deposits: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 50, 1237-1248.
- STROSS, R.G. (1979): Density and boundary regulations of the Nitella meadow in Lake George, New York. *Aquatic Botany* 6, 285-300.
- SPÖTL, C. y PITMAN, J.K. (1998): Saddle (baroque) dolomite in carbonates and sandstones: a reappraisal of a burial-diagenetic concept. In: *Carbonate Cementation in Sandstones* (Ed. S. Morad). Special Publication of the int. Ass. Sed. 26, 437-460.
- TALBOT, M.R., KELTS, K. (1990): Paleolimnological signatures from carbon and oxygen isotopic ratios in carbonates from organic-rich lacustrine sediments. En: B.J. Katz (Ed), *Lacustrine exploration: Case Studies and modern Analogues*. AAPG Mem., 50, 99-112.
- TISCHER, G. (1966a): Ueber die Wealden-Ablagerung und die Tektonik der östlichen de los Cameros in den nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Geologisches Jahrbuch Biehefte*, 44, 123-164.
- TISCHER, G. (1966b): El delta wealdico de las Montañas Ibéricas Occidentales y sus enlaces tectónicos. *Not. y Com. IGME*. Vol. 81. 53-78.
- TORTOSA A., PALOMARES, M., ARRIBAS, J. (1991): Quartz grain types in Holocene deposits from the Spanish Central System: some problems in provenance analysis. In: *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. Geological Society Special Publication, 57, 47-54.
- TREVENA, A.S., NASH, W.P. (1981): An electron microprobe study of detrital feldspar. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51 (1), 137-150.
- TUCKER, M.E. (1990): Lacustrine carbonates. En: *Carbonate sedimentology*. Eds. Tucker, M.E. y Wright, V.P. Blackwell scientific publications. pp. 164-190.
- TUCKER, M.E. y WRIGHT, V.P. (1990): *Carbonate sedimentology*. Blackwell scientific publications. Oxford, 482 pp.

- TURGARINOV, A.I. y VERNADSKY, V.I. (1970): Dependence of the decrepitation temperature of minerals on their gas-liquid inclusions and hardness. *Akademiya Nauk Doklady*, v. 195, p. 112-114.
- VALLONI, R. (1985): Reading provenance from modern marine sands. In: Zuffa, G.G., Ed., *Provenance of Arenites: The Netherlands*, Dordrecht, Reidel, 309-332.
- VAN VEEN, F. *et al.* (26 autores) (1994): Chapter 3: Geological Characterization of Fluvial Sediments. In: *Modeling the Earth for Oil Exploration*, ed. K. Helbig. Geological Modeling Project (GM2). Final report of the Geoscience Project JOUF-0036. Commission of the European Communities, Directorate-General XII. Science, Research and Development. Pergamon, Oxford. 795 p, 115-204.
- VAN DER PLAS, L. y TOBI, C. (1965): A chart for judging the reliability of point counting results. *American Journal of Science*, 263, 87-90.
- VEIZER, J., COMPSTON, W. (1974): $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ composition of seawater during the Phanerozoic. *Geochimica et cosmochimica acta*, 38, 1461-1484.
- VERGÉS, J. y GARCÍA SENZ, J. (2001): Mesozoic evolution and Cainozoic inversion of the Pyrenean rift. En: *Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive margins* (Eds: P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson y Crasquin-Soleau). *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat. Paris*, 186, 187-212.
- VERNON, R.H. (2004): *A practical guide to Rock Microstructure*. Ed. Cambridge university Press, 594 pp.
- VEIZER, J.; ALA, D.; AZMY, K.; BRUCKSCHEN, P.; BUHL, D.; BRUHN, F.; CARDEN, G.A.F.; DIENER, A.; EBNETH, S.; GODDERIS, Y.; JASPER, T.; KORTE, C. PAWELLEK, F.; PODLAHA, O.; STRAUSS, H. (1999): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*, 161, 59-88.
- VICENTE, M. (1903): Notas geológicas sobre el Moncayo. *Bol. Soc. Arag. Ciencias Nat.*, II, 253-261 y 297-306.
- VILAS, L., ALONSO, A., ARIAS, C., GARCÍA, A., MAS, R., RINCÓN, R. and MELENDEZ, N., (1983): The Cretaceous of the Southwestern Iberian Ranges (Spain). *Zitteliana*, 10, 245-254.
- VILLASECA, C., BARBERO, L., HUERTAS, M.J., ANDONAEGUI, P., BELLIDO, F., (1993): *A cross-section through Hercynian granites of the Central Iberian Zone*, Excursion guide, Servicio de Publicaciones, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, 122 págs.
- WALDERHAUG, O. (1994): Precipitation rates for quartz cement in sandstones determined by fluid inclusion microthermometry and temperature history modeling. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60, 203-210.

- WALDERHAUG, O., BJORKUM, P.A., NADEAU, P.H., LANGNES, O. (2001): Quantitative modelling of basin subsidence caused by temperature-driven silica dissolution and reprecipitation. *Petroleum Geoscience*, 7 (2), 107-113.
- WALKER, T.R. (1984): Diagenetic albitization of potassium feldspar in arkosic sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54 (1), 3-16.
- WALKER, R. G. (Ed.) (1984). *Facies models*. 2nd Ed. Geological Association of Canada. Toronto, Ontario. 315 pp.
- WALKER, R.G. y CANT, D.J. (1979): Sandy fluvial systems. In: *Facies models*. (R.G. Walker Ed.). Geoscience Canada. Reprint series, 1, pp. 23-31.
- WALKER, R.G. y JAMES, N.P. (Eds) (1992). *Facies Models: response to sea level change*. Geological Association of Canada. Newfoundland, Canada. 454 pp.
- WARREN, J.K. (2005): *Evaporites. Sediments, resources and hydrocarbons*. Springer-Verlag, Berlín. 1035 págs.
- WEST, L.M. (1973): Vanished evaporites. Significance of Strontium minerals. *Journal of Sedimentary Petrology*, 43, 278-279.
- WETZEL, R.G. (1975): *Limnology*. W.B. Saunders Co., Philadelphia.
- WILKELSON, M.S. y USDANSKY, S.I. (1989): *Fault! A Cross Section Modeling Program for the IBM*, mem. 22 págs.
- WILLIAMS, G.E. y RUST, B.R. (1969): The sedimentology of a braided river. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39, 646-679.
- WILSON, M.J., BAIN, D.C. (1970): The clay mineralogy of the Scottish Dalradian meta-limestone. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 26, 285-295.
- WILSON, M.D., STANTON, P.T. (1994): Diagenetic mechanisms of porosity and permeability reduction and enhancement. En: M.D. Wilson (Ed.), *Reservoir quality assessment and prediction in clastic rocks*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course, 30, 59-118.
- WORDEN, R.H. y MORAD, S. (2000): Quartz cementation in oil field sandstones: a review of key controversies. En: *Quartz Cementation in Sandstones*. Spec. Publ. of the IAS, 29. 342 págs. Morad, S. and Worden, R.H., Eds.
- WORDEN, R.H. y RUSHTON, J.C. (1992): Diagenetic K-feldspar textures: A TEM study and model for diagenetic feldspar growth. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62(5), 779-789.
- ZINGG, A., HUNZIKER, J.C., FREY, M., AHRENDT, H. (1976): Age and degree of metamorphism of the Canavese Zone and of the sedimentary cover of the Sesia Zone. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 56, 361-375.
- ZIEGLER, P.A. (1988): Evolution of the Arthric-North Atlantic and the Western Tethys. *American Association of Petroleum Geologists*, 43, 198 pp.

- ZINKERNAGEL, U. (1978): Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology. *Contribution to Sedimentology*, 8, 1-69.
- ZUFFA, G.G., (1980): Hybrid arenites: their composition and clasification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50, 21-29.
- ZUFFA, G.G. (Ed.), (1985): Provenance of arenites. NATO ASI Series, Serie C-148. 408 págs.

Anexo 1: Composición determinada mediante microsonda electrónica de los feldespatos de la Zona Norte del sector oriental del Grupo Tera. [Albita]: Cemento de albita. Alt: Alterado. Reemp. Cao: se ha observado reemplazamiento parcial por caolín. (ill): illita reemplazando al feldespato. Se utiliza idem cuando el análisis ha sido realizado en el mismo grano que el inmediatamente anterior. NL: No luminiscente. LA: Luminiscencia azul. LAV: Luminiscencia azul verdosa. LV: Luminiscencia verde. Todas las muestras son de la Fm. Magaña excepto ARZA-7, en la Fm. Sierra de Matute. K: KAlSi_3O_8 mol %. Na: $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ mol %. Ca: $\text{Ca}_2\text{AlSi}_3\text{O}_8$ mol %. Fe: $\text{Fe}_2\text{AlSi}_3\text{O}_8$ mol %. Mn: $\text{Mn}_2\text{AlSi}_3\text{O}_8$ mol %. Mg: $\text{Mg}_2\text{AlSi}_3\text{O}_8$ mol %.

Muestra		CL	K	Na	Ca	Fe	Mn	Mg
MOV103A	normal	NL	0,271	99,267	0,250	0,000	0,000	0,211
MOV103A	idem	NL	0,283	98,763	0,411	0,346	0,000	0,196
MOV103A	brillante	NL	0,230	99,207	0,354	0,209	0,000	0,000
MOV103A	idem	NL	0,396	99,197	0,277	0,000	0,114	0,015
MOV103A		NL	1,315	96,759	1,874	0,052	0,000	0,000
MOV103A		LA	0,419	98,055	0,802	0,463	0,261	0,000
MOV103A		LAV	1,983	78,675	18,884	0,431	0,000	0,027
MOV103A		LAV	0,752	97,661	1,420	0,167	0,000	0,000
MOV103B	brillante	LA escasa	1,349	80,165	18,092	0,126	0,000	0,268
MOV103B	idem	LA escasa	1,929	83,001	14,095	0,283	0,313	0,378
MOV103B	idem	LA escasa	1,964	90,605	6,930	0,276	0,000	0,225
MOV103B	brillante	LA escasa	2,564	85,059	12,273	0,000	0,000	0,105
MOV103B	brillante	NL	1,338	97,612	0,769	0,000	0,281	0,000
MOV103B	[albita]	NL	0,348	99,000	0,386	0,146	0,120	0,000
MOV103C	normal	Casi NL	0,111	97,887	1,164	0,318	0,359	0,162
MOV103C	reemp carb	Casi NL	1,414	95,412	2,652	0,000	0,038	0,484
MOV103C	reemp carb	NL	0,488	97,669	1,229	0,000	0,448	0,168
MOV103D		LAV y NL	2,573	79,643	17,497	0,047	0,239	0,000
MOV103E	brillante	NL	1,277	96,271	1,118	0,388	0,616	0,330
MOV103E	reemp carb	NL	0,712	96,360	2,296	0,000	0,199	0,433
MOV103F	anubarrado	NL	0,750	98,145	0,676	0,000	0,190	0,239
MOV103F	polisintética	NL	0,955	93,214	5,692	0,139	0,000	0,000
MOV103G	anubarrado	LAV	4,029	77,188	18,040	0,743	0,000	0,000

MOV103G	anubarrado	NL	0,568	98,217	0,656	0,559	0,000	0,000
MOV103G	anubarrado	NL restos LA	0,189	98,562	1,012	0,000	0,000	0,237
MOV103G	anubarrado							
MOV103G	alt	Casi NL	0,453	98,049	1,498	0,000	0,000	0,000
MOV103G	polisintética	LAV	1,891	79,821	18,087	0,200	0,000	0,000
MOV103G		NL restos LA	0,000	95,585	3,869	0,335	0,126	0,085
MOV104	anubarrado	NL	0,017	0,000	86,817	3,672	4,733	4,760
MOV104	anubarrado	NL	0,029	0,000	76,681	10,505	4,900	7,885
MOV104	anubarrado	LV	0,043	22,872	32,291	31,402	13,391	0,000
MOV104	anubarrado	NL	0,035	0,000	96,256	1,852	0,000	1,857
MOV104	anubarrado	Idem	0,024	0,000	95,288	0,000	0,000	4,688
MOV104	anubarrado	LV débil	0,050	0,000	91,442	3,161	1,749	3,598
MOV104	anubarrado	NL	0,022	1,836	0,000	33,742	0,852	63,547
MOV104	anubarrado	LV	0,066	0,000	84,625	4,630	1,876	8,804
MOV104	anubarrado	NL	0,020	26,449	7,890	36,950	21,830	6,861
MOV104	anubarrado	NL	0,125	13,472	36,170	0,000	16,680	33,552
MOV104	anubarrado	LV débil	0,082	0,000	82,086	7,122	3,159	7,551
MOV104	polisintética	LV débil	0,143	0,000	83,553	5,242	1,718	9,344
MOV104	anubarrado	LV	0,120	0,000	44,072	22,629	4,862	28,318
MOV110A	anubarrado	NL	0,279	99,485	0,187	0,000	0,000	0,049
MOV110A	anubarrado	NL restos LA	0,202	98,237	1,381	0,180	0,000	0,000
MOV110A	anubarrado	NL	0,260	98,121	0,954	0,000	0,473	0,192
MOV110A	anubarrado	NL	0,000	98,335	1,215	0,000	0,192	0,258
MOV110B	anubarrado	NL	1,103	97,556	0,435	0,598	0,308	0,000
MOV110B	idem	NL	0,151	99,433	0,288	0,000	0,000	0,128
MOV110B	anubarrado	NL	0,318	98,883	0,719	0,000	0,000	0,081
MOV110C	anubarrado	NL restos LA	0,283	98,714	0,475	0,142	0,386	0,000
MOV110C	idem		0,237	99,118	0,474	0,000	0,000	0,170
MOV110C	anubarrado	NL	1,118	95,123	2,626	0,529	0,489	0,116
MOV110C	brillante	NL	0,245	99,208	0,377	0,170	0,000	0,000
MOV110D	polisintética	Casi NL	1,844	89,188	8,967	0,000	0,000	0,000
MOV110D	idem	Casi NL	1,245	90,259	7,944	0,189	0,226	0,138
MOV110D	lamela blanca		86,290	1,801	0,187	7,425	0,000	4,297
MOV110D	lamela blanca		90,654	0,002	0,000	6,409	0,000	2,935
MOV110E	brillante	NL	0,673	92,626	6,602	0,000	0,082	0,016
MOV110E	anubarrado	NL	0,561	99,192	0,247	0,000	0,000	0,000
MOV110E	brillante	Casi NL	1,589	95,790	2,372	0,249	0,000	0,000
MOV110F		NL	1,024	90,837	7,645	0,026	0,181	0,288
ALMA9A		LAV débil	0,020	0,000	99,974	0,003	0,001	0,001
ALMA9A		NL	26,777	1,483	66,810	3,331	0,000	1,599
ALMA9A		LA muy débil						
ALMA9A	polisintética	débil	0,924	96,994	1,575	0,104	0,096	0,307
ARZA7A	anubarrado	NL	0,178	99,417	0,357	0,000	0,000	0,048
ARZA7A	polisintética	LA y NL	2,412	83,157	14,302	0,000	0,129	0,000
ARZA7A	brillante	LV	6,592	81,317	11,223	0,000	0,000	0,868
ARZA7C	brillante	NL	1,045	92,233	6,362	0,000	0,055	0,305
ARZA7C	brillante	NL	2,229	91,797	5,671	0,000	0,088	0,216
ARZA7C	brillante	restos LV	2,732	77,011	19,435	0,300	0,256	0,267
ARZA7C	polisintética	NL	0,739	98,222	1,012	0,027	0,000	0,000
ARZA7C	polisintética	LV	3,146	73,547	22,857	0,000	0,221	0,228
ARZA7D	anubarrado	NL	0,832	95,921	0,440	0,844	0,223	1,740
ARZA7E	brillante (ill)	NL	0,678	97,770	1,552	0,000	0,000	0,000
ARZA7E	polisintética	NL	0,138	99,862	0,000	0,000	0,000	0,000
ARZA7E	anubarrado		0,714	98,414	0,311	0,407	0,000	0,154
ARZA7F	anubarrado	LV	2,191	73,123	24,137	0,156	0,198	0,195

ARZA7F	brillante	LV y NL	2,909	96,023	0,311	0,522	0,027	0,208
ARZA7F	brillante	LV	3,468	77,808	18,122	0,144	0,259	0,199
ARZA7H	brillante	LV	3,243	63,839	32,464	0,065	0,118	0,272
ARZA7H	[albita]	NL	0,069	99,313	0,220	0,398	0,000	0,000
ARZA7H	polisintética	NL	1,137	96,190	2,132	0,318	0,028	0,195
ARZA7H	brillante (ill)	NL	1,115	98,721	0,164	0,000	0,000	0,000
ARZA7H			0,823	96,707	2,042	0,428	0,000	0,000
ARZA7H	[albita]	NL	0,041	98,836	0,535	0,391	0,198	0,000
ARZA7H	polisintética	LV rayas	4,469	69,204	26,327	0,000	0,000	0,000
ARZA7H	idem	Idem	0,915	88,941	9,468	0,556	0,026	0,093
ARZA7H	brillante	LA débil	2,122	90,431	7,217	0,170	0,000	0,060

Anexo 2: Composición determinada mediante microsonda electrónica de los feldespatos de las Zonas Centro y Sur del sector oriental del Grupo Tera. Muestras Fm. Ágreda: BLA-01-04-07, AGE-1. Fm. Magaña: POV-06, ALM-107, MAG-3, 3SAN-9, ESP-5. Fm. Sierra de Matute: ALM-111, CSP-3, MAG-10. Ver abreviaturas en anexo 1.

Muestra	Descripción	CL	K	Na	Ca	Fe	Mn	Mg
POV06	anubarrado	LV	0,033	0,000	96,617	0,000	0,000	3,350
POV06	brillante	LV	0,062	0,000	73,347	4,189	0,000	22,402
POV06	anubarrado	NL	0,014	0,000	94,964	0,000	0,000	5,023
ALM107A	brillante alt	NL	0,311	92,264	6,269	0,807	0,258	0,091
ALM107A	normal	NL	0,580	97,545	1,109	0,336	0,304	0,126
ALM107B	brillante alt	NL	0,485	97,221	0,889	0,771	0,634	0,000
ALM107C	brillante	Casi NL	0,276	98,920	0,093	0,091	0,394	0,226
ALM107C	normal	NL	0,976	98,338	0,238	0,204	0,244	0,000
ALM107D	brillante	NL	0,090	97,845	1,682	0,000	0,000	0,384
ALM107D	idem	NL	0,084	98,356	0,716	0,761	0,084	0,000
ALM107D	reemp cao	NL	0,371	96,497	3,131	0,000	0,000	0,000
ALM107E	polisintética	NL	0,155	99,114	0,202	0,093	0,403	0,033
ALM107F	polisintética	NL	1,636	97,532	0,349	0,167	0,080	0,235
ALM111B	polisintética	Casi NL	0,948	90,689	7,975	0,353	0,034	0,000
ALM111F	idem (ill)	Casi NL	96,543	0,001	1,963	1,276	0,071	0,145
ALM111B	idem	idem (NL)	88,404	1,682	0,291	5,681	0,286	3,656
ALM111B	anubarrado	NL	1,477	96,346	1,855	0,323	0,000	0,000
ALM111C	brillante	NL	0,306	98,335	1,218	0,000	0,000	0,140
ALM111D	anubarrado	NL	0,799	89,167	10,001	0,033	0,000	0,000
ALM111D	anubarrado	NL	0,014	99,554	0,319	0,098	0,000	0,016
ALM111E	brillante alt	NL y LA rayas	0,352	99,221	0,205	0,000	0,000	0,222
ALM111F	polisintética alt		1,090	98,163	0,452	0,044	0,000	0,252
CSP3A	brillante	NL	0,388	89,170	10,004	0,288	0,000	0,151
CSP3A	anubarrado	NL	4,974	92,319	1,539	0,262	0,037	0,869
CSP3A	brillante alt	NL	0,387	98,376	1,097	0,140	0,000	0,000
CSP3B	brillante alt	NL	0,777	97,419	1,519	0,065	0,188	0,033
CSP3B	brillante alt	NL	0,556	98,374	1,070	0,000	0,000	0,000
CSP3C	brillante alt	NL	0,716	98,272	0,567	0,097	0,000	0,347
CSP3C	polisintética alt	NL	0,554	98,901	0,465	0,080	0,000	0,000
CSP3C	anubarrado alt	NL	0,592	98,473	0,690	0,229	0,000	0,016
CSP3C	polisintética alt	NL	0,307	96,840	2,106	0,472	0,275	0,000
CSP3D	polisintética alt	NL	0,490	97,176	1,964	0,220	0,149	0,000
CSP3D	brillante	NL	0,519	95,555	3,622	0,070	0,000	0,233
CSP3D	polisintética	NL	0,566	91,086	8,317	0,000	0,000	0,031
CSP3D	anubarrado	NL	0,367	99,246	0,137	0,178	0,072	0,000
CSP3D	polisintética	NL	0,563	99,077	0,360	0,000	0,000	0,000
CSP3D	anubarrado	NL	0,347	98,435	0,739	0,000	0,416	0,062
CSP3E	polisintética	NL	0,564	98,670	0,339	0,317	0,000	0,110
CSP3E	brillante	NL	0,729	98,229	1,043	0,000	0,000	0,000
CSP3E	brillante	NL	0,302	98,948	0,450	0,153	0,146	0,000
CSP3E	brillante alt	NL y casi NL	0,246	99,234	0,505	0,000	0,000	0,016
CSP3E	polisintética	NL	0,607	96,661	1,905	0,294	0,070	0,462
CSP3F	brillante (ill)	NL	0,614	97,632	0,784	0,061	0,691	0,218
CSP3F	brillante	NL	0,347	98,691	0,437	0,140	0,354	0,031
CSP3F	brillante	NL	0,081	98,854	0,624	0,346	0,000	0,095

CSP3G	anubarrado	NL	0,223	94,499	0,408	0,000	4,793	0,077
CSP3G	brillante alt	NL	0,274	98,530	0,827	0,260	0,109	0,000
CSP3G	anubarrado	NL	0,395	97,518	1,430	0,268	0,389	0,000
CSP3G	anubarrado	NL	0,269	98,767	0,566	0,256	0,000	0,142
CSP3H	anubarrado	NL	11,754	83,353	1,670	0,705	0,166	2,352
CSP3H	brillante alt	NL	0,844	97,712	1,272	0,000	0,000	0,172
CSP3H	brillante (ilita)	NL	1,501	95,943	1,853	0,180	0,035	0,488
CSP3H	anubarrado alt	NL	0,519	97,740	1,697	0,045	0,000	0,000
CSP3H	brillante (ilita)	NL	0,455	98,833	0,472	0,000	0,240	0,000
CSP3H	polisintética	NL	0,542	97,976	0,500	0,243	0,615	0,124
BLA1A	anubarrado	LA y NL	98,728	1,081	0,000	0,184	0,000	0,007
BLA1A	anubarrado	LA	98,506	1,136	0,000	0,158	0,128	0,072
BLA1A	anubarrado	LA y NL	98,796	1,155	0,000	0,000	0,000	0,049
BLA1A	anubarrado	NL	98,634	0,866	0,085	0,214	0,201	0,000
BLA1A	brillante	LA	97,078	2,254	0,182	0,153	0,235	0,098
BLA1A	anubarrado	LA	98,366	1,270	0,125	0,086	0,154	0,000
BLA1A	brillante	NL y casi NL	98,761	0,877	0,162	0,200	0,000	0,000
BLA1B	anubarrado	Casi NL	98,831	1,132	0,005	0,000	0,032	0,000
BLA1B	brillante	Casi NL	98,880	1,053	0,067	0,000	0,000	0,000
BLA1B	anubarrado	Casi NL	97,692	0,838	1,290	0,000	0,181	0,000
BLA1C	anubarrado	LAV	98,417	1,297	0,000	0,031	0,255	0,000
BLA1C	anubarrado	LA	97,965	1,741	0,210	0,084	0,000	0,000
BLA1C	brillante	LAV	98,356	1,406	0,000	0,132	0,106	0,000
BLA1C	cemento	NL	98,484	0,942	0,223	0,068	0,116	0,167
BLA1C	anubarrado	NL	98,788	0,917	0,208	0,087	0,000	0,000
BLA1C	brillante	Restos LA	97,915	1,766	0,000	0,144	0,091	0,083
BLA1C	anubarrado	LAV	98,425	1,544	0,000	0,031	0,000	0,000
BLA1C	brillante alt	NL	98,824	0,998	0,080	0,098	0,000	0,000
BLA1C	anubarrado	Restos LV	98,500	1,151	0,071	0,154	0,124	0,000
BLA1D	anubarrado	Restos LA	97,731	2,000	0,146	0,102	0,000	0,021
BLA1D	anubarrado	Restos LA	98,542	1,308	0,150	0,000	0,000	0,000
BLA1D	anubarrado	Restos LA	98,650	1,301	0,000	0,000	0,000	0,049
BLA1D	anubarrado	NL	98,701	0,846	0,118	0,226	0,047	0,062
BLA1D	anubarrado	NL	98,677	0,746	0,106	0,113	0,149	0,209
BLA1D	cemento	NL	98,158	0,914	0,817	0,111	0,000	0,000
BLA1D	anubarrado	LA	97,514	2,081	0,174	0,231	0,000	0,000
BLA1D	anubarrado	NL y LA	99,033	0,942	0,020	0,004	0,000	0,000
BLA1E			98,568	1,363	0,069	0,000	0,000	0,000
BLA1E	brillante	LA	98,549	1,354	0,035	0,062	0,000	0,000
BLA1E	anubarrado	Casi NL	98,847	0,909	0,064	0,000	0,152	0,027
BLA1E	anubarrado	LAV	97,753	1,302	0,750	0,153	0,000	0,042
BLA1E	anubarrado	Casi NL	98,756	1,189	0,000	0,055	0,000	0,000
BLA1E	anubarrado	Casi NL	98,800	1,058	0,000	0,094	0,047	0,000
BLA1F	anubarrado	Casi NL	98,912	1,072	0,000	0,016	0,000	0,000
BLA1F	anubarrado	LA	97,810	2,074	0,116	0,000	0,000	0,000
BLA1F	anubarrado	NL	73,437	1,175	3,870	5,581	0,779	15,159
BLA1F	anubarrado	LA	98,265	1,482	0,137	0,036	0,080	0,000
BLA1F	anubarrado	LA	98,209	1,419	0,040	0,129	0,202	0,000
BLA1F	cemento	NL	98,516	1,108	0,155	0,066	0,154	0,000
BLA1F	anubarrado	LAV	98,115	1,668	0,000	0,000	0,048	0,169
BLA1G	anubarrado	NL	98,609	1,047	0,232	0,020	0,092	0,000
BLA1G	polisintética	LA débil	98,781	0,957	0,089	0,166	0,000	0,007
BLA1G	anubarrado	LA	98,084	1,888	0,000	0,028	0,000	0,000
BLA1G	anubarrado	LAV	98,132	1,773	0,020	0,062	0,000	0,014

BLA1G	polisintética	LAV	98,200	1,313	0,352	0,135	0,000	0,000
BLA1G	anubarrado	NL	98,712	1,038	0,250	0,000	0,000	0,000
		LAV muy						
BLA1H	brillante	débil	97,756	2,082	0,162	0,000	0,000	0,000
BLA1H	anubarrado	LA	97,337	2,186	0,143	0,199	0,000	0,135
BLA1H	anubarrado	NL y LA	98,285	1,151	0,467	0,097	0,000	0,000
BLA1H	anubarrado	NL	98,473	0,837	0,482	0,116	0,090	0,000
BLA1H	enrejado	LA	97,433	2,053	0,156	0,138	0,219	0,000
BLA1I	brillante alt	LAV	97,397	2,342	0,000	0,230	0,032	0,000
BLA1I	brillante alt	NL y LA débil	98,676	1,107	0,035	0,085	0,000	0,097
BLA1I	brillante	LAV	98,898	0,964	0,050	0,082	0,000	0,007
BLA1I	anubarrado	NL	98,338	1,486	0,015	0,161	0,000	0,000
BLA1I	polisintética	LAV	97,148	2,101	0,453	0,200	0,000	0,098
BLA7A	anubarrado	NL	99,031	0,792	0,113	0,000	0,000	0,064
	anubarrado							
BLA7A	(ill)	NL	67,751	0,234	0,982	6,318	0,000	24,714
BLA7A	anubarrado	NL	98,533	1,226	0,000	0,145	0,068	0,028
BLA7B	anubarrado	NL	94,879	1,747	0,042	1,380	0,000	1,952
BLA7B	brillante	LA	97,697	1,902	0,117	0,147	0,052	0,085
BLA7B	brillante	LA	97,772	1,791	0,248	0,055	0,000	0,134
BLA7C	anubarrado	LA	98,607	1,000	0,086	0,000	0,307	0,000
BLA7C	anubarrado	NL	98,814	0,970	0,050	0,000	0,096	0,070
BLA7C	anubarrado	LA	97,485	2,357	0,066	0,000	0,093	0,000
BLA7C	anubarrado	NL restos LA	98,712	1,259	0,000	0,000	0,000	0,028
BLA7C	anubarrado	NL	98,773	0,956	0,000	0,055	0,012	0,204
BLA7C	anubarrado	NL, LA rayas	98,441	1,249	0,010	0,080	0,141	0,078
BLA7C			99,010	0,947	0,000	0,043	0,000	0,000
BLA7D			98,945	0,988	0,000	0,067	0,000	0,000
BLA7D	brillante	LA	97,744	1,975	0,094	0,000	0,099	0,087
BLA7D	brillante	NL	98,414	1,508	0,000	0,057	0,000	0,022
BLA7D	anubarrado	LA	97,915	1,131	0,224	0,304	0,000	0,427
BLA7D	anubarrado	NL	98,500	1,386	0,000	0,079	0,000	0,035
BLA7I	anubarrado	LA	98,140	1,129	0,451	0,172	0,073	0,036
BLA7I	anubarrado	LA	98,329	1,341	0,224	0,000	0,000	0,106
BLA7I	brillante	LA	97,983	1,904	0,000	0,000	0,112	0,000
BLA7I	anubarrado	LA	98,904	0,800	0,000	0,282	0,000	0,015
BLA7I	anubarrado	LA	98,332	0,844	0,150	0,338	0,035	0,301
MAG3A	brillante	NL	0,290	97,106	2,217	0,166	0,117	0,103
MAG3A	brillante (ill)	NL	0,324	99,611	0,065	0,000	0,000	0,000
MAG3C	anubarrado	NL	0,930	98,360	0,667	0,000	0,000	0,043
MAG3C	anubarrado	NL, restos LA	0,479	96,306	2,898	0,000	0,067	0,250
MAG3D	anubarrado	NL, restos LV	0,211	99,384	0,104	0,000	0,099	0,203
MAG3D	anubarrado	NL	0,178	99,241	0,128	0,050	0,000	0,402
MAG3D	brillante	NL	0,897	96,947	2,156	0,000	0,000	0,000
MAG3D	polisintética	NL	1,156	94,590	4,214	0,000	0,041	0,000
MAG3D	anubarrado	NL	0,403	96,237	2,552	0,184	0,211	0,414
MAG3F	brillante	NL	0,361	97,915	1,433	0,000	0,000	0,291
MAG3			0,205	99,294	0,173	0,000	0,298	0,030
MAG3G	polisintética	NL	0,454	98,092	0,732	0,546	0,176	0,000
MAG3G	brillante alt	NL	0,193	98,482	0,800	0,414	0,111	0,000
MAG3G	brillante (ill)	NL	0,914	97,254	1,645	0,000	0,156	0,031
MAG3G	brillante alt	NL	0,566	99,138	0,296	0,000	0,000	0,000
MAG3H	brillante	NL	0,101	99,248	0,244	0,406	0,000	0,000
MAG3H	brillante alt	NL	0,414	98,597	0,989	0,000	0,000	0,000
MAG3H	brillante	NL	0,648	98,998	0,294	0,000	0,000	0,061

MAG3H	anubarrado	NL	0,340	98,901	0,703	0,026	0,000	0,031
MAG10A	brillante	NL	0,544	96,362	2,120	0,908	0,066	0,000
MAG10A	brillante	NL	0,172	96,795	2,527	0,322	0,044	0,139
MAG10A	brillante	restos LV	2,618	91,433	5,884	0,000	0,064	0,000
MAG10B	brillante	NL	0,331	97,629	0,422	1,552	0,065	0,000
MAG10B	anubarrado	NL	0,127	98,174	0,234	1,246	0,219	0,000
MAG10B	brillante	LV	2,421	68,784	28,666	0,000	0,129	0,000
MAG10B	anubarrado	Casi NL	1,621	83,186	14,684	0,093	0,071	0,346
MAG10C	brillante	NL	0,317	99,265	0,192	0,117	0,110	0,000
MAG10C	brillante	NL	0,089	99,165	0,365	0,293	0,042	0,045
MAG10C	brillante	LVA	1,372	82,924	15,677	0,000	0,000	0,027
MAG10C	brillante	NL	0,463	97,060	2,093	0,000	0,150	0,234
MAG10D	brillante	NL	1,993	86,924	10,031	0,952	0,000	0,101
MAG10D	brillante	NL	0,750	96,384	2,015	0,213	0,274	0,365
		restos LV						
MAG10D	brillante	rayas	0,449	98,586	0,597	0,302	0,066	0,000
MAG10D	brillante	restos LV	0,360	99,125	0,303	0,163	0,050	0,000
MAG10F	polisintética	NL	10,047	81,478	5,404	1,239	0,000	1,831
MAG10F	brillante	NL	0,253	98,938	0,403	0,381	0,025	0,000
MAG10F			1,664	90,731	7,577	0,000	0,000	0,029
MAG10F			99,926	0,043	0,000	0,021	0,001	0,009
MAG10F	brillante	NL	0,979	97,464	1,384	0,000	0,115	0,058
MAG10E	brillante	NL	0,317	99,115	0,203	0,216	0,000	0,148
MAG10E	brillante	LV	0,710	82,765	16,351	0,000	0,000	0,174
MAG10E	brillante	NL	0,564	95,132	4,101	0,072	0,073	0,057
MAG10E	brillante	NL	40,035	55,890	2,873	0,649	0,214	0,339
MAG10E	brillante	NL	1,383	97,554	0,502	0,474	0,000	0,087
MAG10E	brillante	LVA	1,430	90,801	7,394	0,297	0,079	0,000
MAG10E	brillante	NL	1,145	97,944	0,486	0,245	0,179	0,000
MAG10G	anubarrado	restos de LA	0,954	89,898	8,597	0,274	0,277	0,000
AGE1A	polisintética?	LA débil	98,432	1,117	0,040	0,395	0,016	0,000
AGE1A	brillante	LA débil	92,457	5,841	0,378	0,753	0,000	0,571
AGE1A	brillante	LA débil	98,524	1,476	0,000	0,000	0,000	0,000
AGE1A	brillante	LA débil	98,506	1,423	0,015	0,000	0,056	0,000
AGE1A	brillante	LA débil	98,352	1,629	0,000	0,020	0,000	0,000
AGE1A	brillante	LA débil	98,305	1,599	0,000	0,000	0,097	0,000
AGE1A	anubarrado	NL	98,689	1,004	0,015	0,291	0,000	0,000
AGE1B	anubarrado	LA	97,515	2,218	0,000	0,064	0,089	0,114
AGE1B	idem	NL	98,695	1,286	0,000	0,020	0,000	0,000
AGE1B	brillante	LA	97,772	2,076	0,040	0,106	0,000	0,007
AGE1B	idem (alt)	NL	98,721	1,156	0,000	0,063	0,060	0,000
AGE1B	anubarrado	LA	98,616	1,220	0,136	0,000	0,000	0,028
AGE1B	idem	LA	99,166	0,597	0,064	0,062	0,035	0,076
AGE1B	anubarrado	NL	99,220	0,749	0,030	0,000	0,000	0,000
AGE1B	anubarrado	NL	99,101	0,872	0,000	0,020	0,000	0,007
AGE1B	brillante	NL	98,587	1,313	0,000	0,000	0,000	0,100
AGE1C	anubarrado	LA débil	98,813	0,999	0,065	0,074	0,000	0,049
AGE1C	anubarrado	NL	98,769	1,008	0,070	0,094	0,059	0,000
AGE1D	brillante	NL	99,343	0,657	0,000	0,000	0,000	0,000
AGE1D	anubarrado	NL	98,838	1,074	0,016	0,000	0,000	0,073
AGE1G	brillante	LA débil	98,145	1,804	0,000	0,051	0,000	0,000
AGE1H	brillante	NL	98,510	1,419	0,000	0,000	0,000	0,071
AGE1I	anubarrado	NL	98,950	0,922	0,000	0,019	0,000	0,109
3SAN9A	anubarrado	LA	0,197	89,347	9,872	0,318	0,000	0,266
3SAN9A	anubarrado	LA	0,303	84,777	12,331	0,957	0,280	1,353

3SAN9A	brillante	NL	0,081	98,075	1,575	0,080	0,000	0,189
3SAN9B	anubarrado	NL	0,179	98,915	0,843	0,000	0,000	0,064
3SAN9B	brillante	LA y LV	6,318	86,879	3,611	0,576	0,000	2,616
3SAN9C	polisintética	Casi NL	0,303	93,929	4,290	0,906	0,218	0,354
3SAN9C	anubarrado	NL	0,124	98,312	1,030	0,163	0,000	0,371
3SAN9D	anubarrado	NL	0,123	98,811	0,561	0,179	0,199	0,127
3SAN9D	polisintética	NL	0,234	92,957	6,203	0,494	0,112	0,000
3SAN9D	anubarrado	LA	0,110	98,819	1,039	0,000	0,000	0,032
3SAN9E	polisintética	restos LA	0,227	68,137	31,439	0,112	0,045	0,040
3SAN9E	idem	idem	1,128	94,870	2,978	0,616	0,000	0,408
3SAN9E	[albita]	NL	0,138	98,538	0,741	0,289	0,293	0,000
3SAN9F	polisintética	NL	0,164	99,092	0,504	0,000	0,000	0,239
3SAN9F	brillante	NL	2,803	95,005	1,450	0,371	0,000	0,371
3SAN9G	anubarrado	NL	0,072	98,122	1,327	0,361	0,000	0,119
3SAN9G	[albita]	NL	0,069	98,059	1,490	0,236	0,000	0,146
BLA04	anubarrado	NL	10,059	70,099	5,461	5,082	9,299	0,000
BLA04	idem (borde)	idem	10,059	70,099	5,461	5,082	9,299	0,000
BLA04	anubarrado	NL	4,473	56,564	11,044	23,553	4,366	0,000
BLA04	anubarrado	NL, Lad	0,110	1,905	10,227	62,532	2,695	22,531
BLA04	anubarrado	NL	8,443	49,705	28,650	3,237	0,000	9,966
BLA04	anubarrado	NL	0,040	0,854	25,186	34,646	0,096	39,179
BLA04	anubarrado	LA débil	5,925	65,769	19,025	9,281	0,000	0,000
BLA04	anubarrado	LA débil	6,263	69,725	15,663	8,349	0,000	0,000
BLA04	anubarrado	LA débil	7,410	45,165	9,756	26,925	10,743	0,000
BLA04	anubarrado	LA débil, NL	4,900	59,426	18,363	4,699	12,613	0,000
BLA04	anubarrado	LA débil, NL	5,899	51,088	35,169	7,843	0,000	0,000
BLA04	anubarrado	LA débil	7,045	86,884	6,071	0,000	0,000	0,000
BLA04	polisintética	LA débil	6,403	61,640	15,745	16,212	0,000	0,000
BLA04	anubarrado	NL	0,892	33,070	17,110	0,000	27,052	21,876
BLA04	anubarrado	NL	7,612	52,337	25,597	14,454	0,000	0,000
BLA04	anubarrado	NL	6,629	48,903	16,988	6,293	7,967	13,220
ESP5	anubarrado	NL	0,001	97,903	1,010	0,385	0,127	0,575
ESP5	anubarrado	NL	0,001	98,361	0,628	0,363	0,000	0,647
ESP5	brillante	NL	0,001	99,351	0,035	0,245	0,368	0,000
ESP5	brillante	LV muy débil	0,002	85,795	14,071	0,000	0,000	0,132
ESP5	idem	idem	0,001	82,222	17,051	0,620	0,033	0,073
ESP5	anubarrado	NL	0,000	99,234	0,126	0,054	0,299	0,287
ESP5	anubarrado	idem	0,001	98,771	0,714	0,056	0,310	0,149
ESP5	anubarrado	NL	0,001	99,555	0,354	0,054	0,036	0,000
ESP5	anubarrado	NL	0,002	92,896	3,634	0,115	0,000	3,354
ESP5	polisintética	NL	0,002	91,520	3,945	0,630	0,422	3,480
ESP5	anubarrado	NL	0,035	89,624	0,896	4,558	0,111	4,775
ESP5	anubarrado	NL	0,001	99,675	0,229	0,000	0,000	0,095
ESP5	anubarrado	idem	0,000	99,653	0,079	0,106	0,161	0,000
ESP5	anubarrado	NL	0,001	98,328	0,885	0,527	0,000	0,259
ESP5	anubarrado	NL	0,001	93,964	3,194	0,000	0,063	2,778
ESP5	anubarrado	NL	0,014	82,529	8,485	7,267	0,000	1,705
ESP5	anubarrado	LV débil	0,009	89,822	8,635	0,750	0,366	0,419
ESP5	anubarrado	LV débil	0,021	94,328	5,118	0,085	0,346	0,101
ESP5	brillante	LV débil	0,002	85,960	13,583	0,000	0,455	0,000
ESP5	anubarrado	NL	0,001	99,029	0,808	0,000	0,000	0,163
ESP5	idem	idem	0,001	99,562	0,438	0,000	0,000	0,000
ESP5	anubarrado	NL	0,001	99,215	0,080	0,515	0,000	0,190
ESP5	brillante	LA	0,002	93,298	6,591	0,000	0,000	0,109

ESP5	idem	idem	0,002	85,864	13,732	0,049	0,353	0,000
------	------	------	-------	--------	--------	-------	-------	-------

Anexo 3: Composición determinada mediante microsonda electrónica de los feldespatos del sector occidental del Grupo Tera. Fm. Jaramillo.

Muestra	Descripción	CL	K	Na	Ca	Fe	Mn	Mg	
TRZ-15A	polisintética	NL	0,359	99,025	0,000	0,282	0,200	0,134	
TRZ-15A	brillante	LAV débil	0,262	98,795	0,297	0,343	0,304	0,000	
TRZ-15B	anubarrado	NL	0,518	98,926	0,092	0,456	0,009	0,000	
TRZ-15B	anubarrado	NL	0,594	99,038	0,267	0,000	0,101	0,000	
TRZ-15B	anubarrado	NL	1,588	96,074	1,802	0,450	0,085	0,000	
TRZ-15C	brillante (ill)	LV y NL	2,758	90,919	5,908	0,416	0,000	0,000	
TRZ-15C	anubarrado	LVA	4,320	89,452	5,989	0,202	0,037	0,000	
TRZ-15C		LV	1,949	94,474	3,353	0,000	0,223	0,000	
TRZ-15C	brillante	NL	0,174	99,452	0,000	0,000	0,045	0,329	
TRZ-15D	brillante	NL	0,334	99,666	0,000	0,000	0,000	0,000	
TRZ-15D	brillante	NL	0,082	99,208	0,242	0,359	0,109	0,000	
TRZ-15D	brillante	LV	0,002	99,997	0,001	0,000	0,000	0,000	
TRZ-15D	anubarrado	NL	0,000	99,997	0,002	0,000	0,000	0,000	
TRZ-15D	idem	restos LV	0,004	99,996	0,000	0,000	0,000	0,000	
TRZ-15F	anubarrado	NL	0,000	99,989	0,009	0,001	0,000	0,000	
TRZ-15F	anubarrado (ill)	NL	0,000	99,998	0,001	0,001	0,000	0,000	
TRZ-15F	idem	NL	0,114	99,859	0,000	0,012	0,000	0,015	relicto fto K
TRZ-15G	anubarrado	NL	9,036	84,434	1,311	1,795	0,316	3,107	
TRZ-15G	anubarrado	NL	0,001	99,998	0,001	0,000	0,000	0,000	
TRZ-15G	idem	restos LV	0,001	99,998	0,000	0,001	0,000	0,000	
TRZ-15G	idem	NL	0,001	99,997	0,000	0,000	0,000	0,001	
TRZ-15G	anubarrado	NL y LA rayas	1,151	96,926	0,254	1,424	0,229	0,017	
TRZ-15G	anubarrado	NL y LA rayas	1,320	97,245	0,526	0,910	0,000	0,000	
TRZ-15G	brillante	LV	4,052	85,729	9,742	0,298	0,179	0,000	
TRZ-15H	anubarrado	NL	0,101	98,720	0,231	0,948	0,000	0,000	
TRZ-15H	brillante	LAV	2,368	87,977	8,426	1,229	0,000	0,000	
TRZ-15H	brillante	NL	0,288	98,173	1,188	0,270	0,000	0,080	
TRZ-15I	brillante (ill)	LA débil	1,132	94,875	3,402	0,581	0,009	0,000	
CID-12A	brillante	LA	95,427	3,876	0,318	0,350	0,000	0,029	relicto fto K
CID-12A	brillante	NL	1,625	97,437	0,333	0,095	0,263	0,247	
CID-12A	brillante	LA	96,398	3,429	0,000	0,077	0,016	0,079	relicto fto K
CID-12A	anubarrado	LV débil	3,199	91,544	3,972	0,520	0,083	0,683	
CID-12A	idem	LV	51,525	29,167	2,031	9,433	0,452	7,393	
CID-12A	anubarrado	NL	1,088	98,182	0,281	0,393	0,056	0,000	
CID-12B	polisintética?	LA	93,582	6,165	0,038	0,094	0,060	0,061	
CID-12B	brillante	LV débil	3,379	65,515	30,905	0,000	0,000	0,201	
CID-12B	brillante	LV débil	4,271	86,289	9,441	0,000	0,000	0,000	
CID-12B	brillante	LA	98,197	1,713	0,000	0,020	0,020	0,050	
CID-12B	anubarrado	NL	98,420	0,833	0,526	0,121	0,000	0,100	
CID-12B	brillante	LA	97,782	2,089	0,000	0,032	0,097	0,000	
CID-12C	brillante	LV	0,368	97,763	1,247	0,621	0,000	0,000	
CID-12C	sucio	LA débil	98,193	1,750	0,000	0,000	0,000	0,057	
CID-12C	brillante	LA	88,492	10,825	0,065	0,287	0,000	0,330	
CID-12C	polisintética	NL	4,550	93,165	0,926	0,750	0,174	0,435	
CID-12C	anubarrado	LA	98,334	1,266	0,092	0,202	0,000	0,106	
CID-12F	brillante	LV	2,886	85,348	11,360	0,074	0,216	0,116	
CID-12F	anubarrado	NL	0,446	97,939	1,305	0,310	0,000	0,000	
CID-12G	brillante	LA	2,633	91,947	5,419	0,000	0,000	0,000	
CID-12G	idem	LV	2,692	68,979	28,247	0,000	0,083	0,000	

Anexo 4: Resultados obtenidos del análisis petrográfico modal de las areniscas del Grupo Tera. Zona Norte, columnas de Almarza (ALMA y ARZA) y Pradillo (PRA).

		ALMA-2		ALMA-4		ALMA-7		ALMA-11		ARZA-7		ARZA-11		ARZA-14		ARZA-16		PRA-04		PRA-08		PRA-09		PRA-10		PRA-12			
NCE	Q	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%		
	Qmr, Cuarzo monocristalino, extinción< 5º	168	38,62	142	32,64	179	41,15	129	29,66	181	45,25	163	38,90	175	40,23	116	28,86	189	46,90	104	25,81	127	30,90	135	31,03	149	34,25		
	Qmo, Cuarzo monocristalino, extinción>5º	33	7,59	35	8,05	28	6,44	25	5,75	29	7,25	18	4,30	42	9,66	39	9,70	22	5,46	58	14,39	32	7,79	34	7,82	22	5,06		
	Qm[Q] Cuarzo monocristalino con [Q] sintaxial heredado		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		
	Qp2-3 Cuarzo policristalino 2-3 individuos	27	6,21	57	13,10	37	8,51	37	8,51	25	5,52	20	4,42	25	5,75	28	6,18	26	5,74	44	10,92	32	7,06	18	4,14	19	4,37		
	Qp>3 Cuarzo policristalino >3 individuos	26	5,98	101	23,22	23	5,29	35	8,05	30	7,50	16	3,82	58	13,33	52	12,94	139	34,49	36	8,93	40	9,73	15	3,45	29	6,67		
	Cuarzo en fragmento de roca plutónica		0,00	2	0,46		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	5	1,10	2	0,44	4	0,99	4	0,88		0,00	2	0,46		
	Carbonato reemplazando cuarzo	1	0,23	1	0,23	14	3,22	9	2,07		0,00	21	5,01		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	2	0,46		0,00		
	Anquerita reemplazando cuarzo	13	2,99	5	1,15		0,00		0,00	2	0,50		0,00		0,00		0,00		0,00			17	4,14		0,00		0,00		
	K	Feldespato K	10	2,30	3	0,69	18	4,14	37	8,51	41	10,25	24	5,73	58	13,33	56	13,93	1	0,25	72	17,87	51	12,41	76	17,47	106	24,37	
		Feldespato K en fragmento de roca plutónica		0,00	1	0,23		0,00		0,00	1	0,22		0,00	3	0,69	2	0,44	1	0,22		0,00	1	0,22		0,00	1	0,23	
		Caolinita reemplazando feldespato K		0,00		0,00		0,00		0,00	1	0,25		0,00		0,00		0,00	2	0,50	2	0,50		0,00		0,00	1	0,23	
		Caolinita-ilita reemplazando feldespato K		0,00	3	0,69		0,00	3	0,69	12	2,65		0,00		0,00		0,00		0,00	3	0,74		0,00		0,00		0,00	
		ilita reemplanzando feldespato K		0,00	10	2,30	1	0,23		0,00		0,00	1	0,24	2	0,46	8	1,99		0,00	1	0,25	1	0,24	4	0,92	2	0,46	
		Carbonato reemplazando feldespato K		0,00		0,00		0,00	2	0,46		0,00	9	1,99		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	2	0,46		0,00	
		Anquerita reemplazando a feldespato K	4	0,92		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	1	0,23		0,00					18	3,97	2	0,46	5	1,15	
	P	Plagioclasa		0,00		0,00	7	1,61	12	2,76	2	0,50	8	1,91	5	1,15	8	1,99		0,00	7	1,74	11	2,68	4	0,92	4	0,92	
		Albita		0,00		0,00	6	1,38	23	5,29	23	5,75	9	2,15	6	1,38	31	7,71		0,00	4	0,99	10	2,43	4	0,92	11	2,53	
		Ilita reemplazando albita		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	1	0,23		0,00	
		Plagioclasa en fragmento de roca plutónica																											
		Carbonato reemplazando albita		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	2	0,49		0,00		0,00	
	L	Chert	6	1,38	2	0,46	3	0,69	6	1,38	10	2,50	3	0,72	3	0,69	4	1,00	3	0,74	7	1,74	2	0,49	4	0,92	2	0,46	
		Pizarra		0,00		0,00	3	0,69	1	0,23	3	0,66	2	0,44		0,00	2	0,44		0,00	2	0,50		0,00	3	0,69	4	0,92	
		Esquisto	1	0,23			4	0,92	5	1,15		0,00	2	0,48		0,00	5	1,24		0,00	7		7	1,70			2	0,46	
	M	Moscovita	22	5,06	4	0,92	18	4,14	8	1,84	14	3,50	25	5,97	8	1,84	30	7,46	3	0,74	6	1,49	21	5,11	41	9,43	2	0,46	
		Moscovita en fragmento de roca plutónica	0	0,00		0,00	0	0,00		0,00	0	0,00	0	0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	
		Clorita	8	1,84			9	2,07			1	0,25	1	0,24				0,00		0,00	2			0,00	11	2,53	16	3,68	
		Mica negra									1						3												
		Turmalina	1	0,23	1	0,23	1	0,23	1	0,23		0,00		0,00	1	0,23		0,00		0,00	1	0,25	1	0,24	3	0,69		0,00	
	CE	Opacos		0,00	4	0,92		0,00		0,00	1	0,25	10	2,39		0,00	4	1,00		0,00		0,00	1	0,24	4	0,92	9	2,07	
				0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	
		Caliza micrítica	22	5,06	4	0,92		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	
		Caliza esparítica	38	8,74	1	0,23	2	0,46	14	3,22		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	4	0,88	8	1,84		0,00	
		Dolomicrita		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	
		Doloesparita		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	
		Anquerita replazando FR carbonática		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	
		Fósiles		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	
		Placas de equinodermo		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	
				0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	
		NCI	Intraclastos		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00
		CI	Fragmentos micríticos		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00
	Pseudomatriz				3	0,69			2	0,46		0,00	3	0,72	5	1,15		0,00		0,00		0,00	3	0,73	16	3,68			
	TOTAL ESQUELETO		380	87,36	376	86,44	353	81,15	347	79,77	377	94,25	332	79,24	387	88,97	393	97,76	388	96,28	360	89,33	382	92,94	371	85,29	386	88,74	
		Cemento de calcita	1	0,23	14	3,22	47	10,80	47	10,80	5	1,25	37	8,83		0,00		0,00		0,00		0,00	16	3,89	7	1,61	1	0,23	
Cemento de dolomita			0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		
Cemento de anquerita		23	5,29	22	5,06		0,00		0,00	1	0,25	15	3,58		0,00		0,00		0,00		0,00	2	0,49	1	0,23		0,00		
E		Cemento de cuarzo	3	0,69	4	0,92	2	0,46	5	1,15	18	4,50	2	0,48	6	1,38	9	2,24	1										

Anexo 5: Resultados obtenidos para el análisis petrográfico modal de las areniscas del Grupo Tera. Zona Norte, Montenegro- Villoslada en Cameros (MOV).

		MOV-100		MOV-101		MOV-102		MOV-103		MOV-104		MOV-105		MOV-106		MOV-107		MOV-108		MOV-109		MOV-110		MOV-111		MOV-112		
		N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	
NCE	Q	Qmr, Cuarzo monocristalino, extinción< 5º	45	11,2	24	5,9	27	4,4	23	5,9	51	12,7	24	6,0	8	2,0	26	6,1	14	3,4	11	2,9	3	0,7	10	2,3	9	2,2
		Qmo, Cuarzo monocristalino, extinción>5º	101	25,1	104	25,7	81	13,1	142	36,5	108	26,8	145	36,3	173	42,9	150	35,3	158	38,6	175	46,2	166	41,2	185	42,5	151	36,7
		Qm[Q] Cuarzo monocristalno con [Q] sintaxial heredado		0,0	8	2,0	4	0,6	2	0,5		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0
		Qp2-3 Cuarzo policristalino 2-3 individuos	15	3,7	13	3,2	11	1,8	7	1,8	35	8,7	23	5,8	6	1,5	20	4,7	33	8,1	13	3,4	7	1,7	30	6,9	22	5,3
		Qp>3 Cuarzo policristalino >3 individuos	46	11,4	12	3,0	14	2,3	39	10,0	54	13,4	25	6,3	18	4,5	27	6,4	26	6,4		0,0	46	11,4	30	6,9	31	7,5
		Cuarzo en fragmento de roca plutónica		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0	9	2,2		0,0	12	3,0	24	5,5	1	0,2
		Carbonato reemplazando cuarzo	3	0,7	7	1,7	3	0,5	2	0,5		0,0	10	2,5	3	0,7	8	1,9	1	0,2	12	3,2		0,0	2	0,5	3	0,7
	K	Feldespató potásico en cristales individuales	32	8,0	6	1,5		0,0	24	6,2	44	10,9	48	12,0	50	12,4	64	15,1	65	15,9	16	4,2	61	15,1	43	9,9	67	16,3
		Feldespató potásico en fragmento de roca granuda		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0	6	1,5		0,0	2	0,5		0,0	1	0,2
		Feldespató potásico reemplazado por caolinita		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0
		Feldespató potásico reemplazado por caolinita-ilita	3	0,7		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0	2	0,5		0,0		0,0		0,0	17	4,2	1	0,2		0,0
		Feldespató potásico reemplazado por ilita	3	0,7	4	1,0		0,0	2	0,5		0,0	1	0,3		0,0	8	1,9	7	1,7		0,0		0,0	3	0,7	13	3,2
		Feldespató potásico reemplazado por carbonatos	1	0,2	2	0,5	9	1,5	3	0,8	2	0,5	12	3,0		0,0	7	1,6	2	0,5	1	0,3	1	0,2		0,0	7	1,7
	P	Plagioclasa en cristales individuales	5	1,2	3	0,7		0,0	5	1,3	9	2,2	1	0,3	5	1,2	5	1,2	6	1,5		0,0	3	0,7	5	1,1	3	0,7
		Albita	23	5,7	35	8,7	30	4,8	22	5,7	18	4,5	6	1,5	12	3,0	12	2,8	10	2,4	21	5,5	9	2,2	6	1,4	18	4,4
		Albita reemplazada por ilita		0,0		0,0	6	1,0		0,0	2	0,5	1	0,3		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0
		Carbonato reemplazando a albita	1	0,2	4	1,0	2	0,3	1	0,3	1	0,2	3	0,8		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0
	L	Chert	11	2,7	8	2,0	3	0,5	5	1,3	7	1,7	8	2,0	11	2,7	8	1,9	10	2,4	2	0,5	5	1,2	5	1,1	6	1,5
		Pizarra-esquisto	7	1,7	2	0,5	2	0,3	3	0,8	2	0,5	1	0,3	8	2,0	4	0,9	5	1,2		0,0	2	0,5	5	1,1		0,0
	M	Moscovita	29	7,2	19	4,7	28	4,5	3	0,8		0,0	5	1,3	17	4,2	18	4,2	10	2,4	69	18,2	6	1,5	55	12,6	54	13,1
		Moscovita en fragmento de roca granuda		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0	2	0,5		0,0		0,0	3	0,7	2	0,5
		Clorita		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0
		Mica negra		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0
		Turmalina	1	0,2	3	0,7	1	0,2		0,0		0,0	1	0,3		0,0		0,0		0,0	1	0,3		0,0	1	0,2		0,0
		Opacos		0,0		0,0	137	22,1	15	3,9		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0
	CE			0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0
		Caliza micrítica		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0
		Caliza esparítica		0,0	1	0,2	2	0,3	3	0,8	3	0,7	4	1,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0
		Dolomicrita		0,0	13	3,2	16	2,6	17	4,4	11	2,7	2	0,5		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0
		Doloesparita	7	1,7	2	0,5	2	0,3	3	0,8	1	0,2	2	0,5		0,0	7	1,6		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0
		Anquerita reemplazando FR carbonática		0,0	4	1,0	2	0,3	11	2,8	1	0,2		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0
		Fósiles	15	3,7	24	5,9	26	4,2		0,0	5	1,2	2	0,5		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0
		Placas de equinodermo		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0
NCI			0,0		0,0	1	0,2		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0	
	Intraclasto	1	0,2		0,0	9	1,5		0,0		0,0	4	1,0		0,0		0,0		0,0	2	0,5		0,0		0,0		0,0	
CI			0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0	
	Caliza micrítica		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0	
TOTAL ESQUELETO		349	86,8	298	73,8	416	67,2	332	85,3	354	87,8	328	82,0	313	77,7	364	85,6	369	90,2	323	85,2	340	84,4	408	93,8	388	94,2	
C			0,0		0,0		0,0		0,0	5	1,2	7	1,8		0,0	3	0,7		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0	
	Cemento de calcita	10	2,5	7	1,7	3	0,5	15	3,9	4	1,0	4	1,0		0,0	11	2,6		0,0	1	0,3		0,0		0,0		0,0	
	Cemento de dolomita	8	2,0	34	8,4	75	12,1	9	2,3	3	0,7	8	2,0		0,0	4	0,9	2	0,5	11	2,9		0,0		0,0		0,0	
	Cemento de anquerita	10	2,5	11	2,7	13	2,1	25	6,4	28	6,9	44	11,0	41	10,2	26	6,1	29	7,1	7	1,8	47	11,7	22	5,1	2	0,5	
	Cemento de cuarzo	5	1,2	3	0,7	11	1,8		0,0		0,0	3	0,8	1	0,2	4	0,9		0,0		0,0	3	0,7		0,0		0,0	
	Cemento de cuarzo reemplazado por anquerita		0,0		0,0		0,0	1	0,3	1	0,2		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0	7	1,7		0,0		0,0	
	Cemento de caolinita		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0	
	Cemento de caolinita reemplazado por anquerita		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0	
	Cemento de caolinita-ilita	1	0,2		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0	2	0,5		0,0		0,0		0,0		0,0	
	Cemento de ilita		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0	1	0,2		0,0		0,0	
S	Cemento de óxidos de hierro	16	4,0	51	12,6	101	16,3	4	1,0	6	1,5	1	0,3	48	11,9	12	2,8	6	1,5	37	9,8	2	0,5	5	1,1	22	5,3	
	Cemento de feldespató potásico	3	0,7		0,0																							

Anexo 6: Resultados obtenidos del análisis petrográfico modal de las areniscas del Grupo Tera. Zona centro, columnas de La Póveda (POV) y Portelrubio (POR).

		POV-2		POV-3		POV-4		POV-5		POV-7		POV-9		POV-10		POV-11		POR-1		POR-2		POR-3		POR-4		POR-5		
NCE	Q	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	
	Qmr, Cuarzo monocristalino, extinción< 5º	108	24,83	132	30,34	109	25,06	127	29,20	126	28,97	132	30,34	139	31,95	138	31,72	16	3,68	165	37,93	174	40,00	116	26,67	122	28,05	
	Qmo, Cuarzo monocristalino, extinción>5º	81	18,62	48	11,03	38	8,74	25	5,75	49	11,26	27	6,21	34	7,82	31	7,13	16	3,68	58	13,33	36	8,28	70	16,09	44	10,11	
	Qm[Q] Cuarzo monocristalno con [Q] sintaxial heredado		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	1	0,23		0,00	
	Qp2-3 Cuarzo policristalino 2-3 individuos	32	7,36	42	9,66	33	7,59	30	6,90	22	5,06	28	6,44	37	8,51	39	8,97	12	2,76	28	6,44	30	6,90	27	6,21	28	6,44	
	Qp>3 Cuarzo policristalino >3 individuos	69	15,86	74	17,01	72	16,55	95	21,84	102	23,45	109	25,06	90	20,69	68	15,63	134	30,80	87	20,00	66	15,17	104	23,91	54	12,41	
	Cuarzo en fragmento de roca granuda		0,00	4	0,92	1	0,23	2	0,46	5	1,15	1	0,23	3	0,69		0,00	2	0,46		0,00	4	0,92		0,00		0,00	
	Carbonato reemplazando cuarzo		0,00	1	0,23		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	7	1,61		0,00		0,00	
	Anquerita reemplazando cuarzo		0,00	1	0,23		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	
	K	Feldespato K	38	8,74	39	8,97	54	12,41	63	14,48	58	13,33	20	4,60	37	8,51	64	14,71	13	2,99	33	7,59	36	8,28	14	3,22	32	7,36
		Feldespato K en fragmento de roca granuda		0,00	1	0,23	1	0,23	1	0,23	4	0,92		0,00	4	0,92	3	0,69	1	0,23		0,00	3	0,69		0,00		0,00
		Caolinita reemplazando feldespato K		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	1	0,23		0,00		0,00		0,00
		Caolinita-ilita reemplazando feldespato K		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	2	0,46		0,00		0,00		0,00
		ilita reemplanzando feldespato K	5	1,15		0,00	1	0,23	3	0,69	1	0,23		0,00	2	0,46	1	0,23		0,00	5	1,15		0,00	3	0,69		0,00
		Carbonato reemplazando feldespato K		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	3	0,69		0,00		0,00
		Anquerita reemplazando a feldespato K		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00
	P	Plagioclasa	21	4,83	17	3,91	14	3,22	8	1,84	10	2,30	12	2,76	7	1,61	15	3,45		0,00		0,00		0,00		0,00	4	0,92
		Albita	12	2,76	20	4,60	32	7,36	12	2,76	13	2,99	40	9,20	37	8,51	28	6,44		0,00	1	0,23	1	0,23	1	0,23	7	1,61
		Ilita reemplazando albita		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00
		Plagioclasa en fragmento de roca granuda	1	0,23	1	0,23		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00
		Carbonato reemplazando albita		0,00	1	0,23		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00
	L	Chert	1	0,23	3	0,69		0,00	1	0,23	2	0,46	1	0,23		0,00	3	0,69	3	0,69	4	0,92		0,00	2	0,46	4	0,92
		Pizarra		0,00	2	0,46	3	0,69	1	0,23	1	0,23		0,00		0,00	2	0,46		0,00		0,00		0,00	1	0,23	5	1,15
		Esquisto	1	0,23		0,00	3	0,69	3	0,69	1	0,23	1	0,23	2	0,46	1	0,23		0,00		0,00		0,00		0,00	5	1,15
	M	Moscovita	1	0,23	2	0,46	21	4,83	24	5,52	6	1,38	19	4,37	2	0,46	11	2,53		0,00	7	1,61	2	0,46	1	0,23	24	5,52
		Moscovita en fragmento de roca granuda		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00
		Clorita	1	0,23		0,00	3	0,69	2	0,46	4	0,92	3	0,69		0,00	3	0,69		0,00		0,00		0,00	1	0,23		0,00
		Mica negra		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00
		Turmalina	1	0,23		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	1	0,23	1	0,23	1	0,23		0,00		0,00	2	0,46
		Opacos	5	1,15		0,00	2	0,46	3	0,69	1	0,23	4	0,92	2	0,46	1	0,23		0,00		0,00		0,00	1	0,23		0,00
				0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00
	CE	Caliza micrítica		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	18	4,14	16	3,68
		Caliza esparítica		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	2	0,46		0,00	39	8,97
		Dolomicrita		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00
		Doloesparita		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00
		Anquerita reemplazando FR carbonática		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00
		Fósiles		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00
		Placas de equinodermo		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00
				0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00
				0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00
				0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00
	NCI	Intraclastos		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	26	5,98		0,00
				0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00
	CI	Fragmentos micríticos		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00
		Pseudomatriz	6	1,38		0,00	14	3,22	2	0,46		0,00	1	0,23	1	0,23	2	0,46		0,00	10	2,30	1	0,23	4	0,92	17	3,91
	TOTAL ESQUELETO		377	93,32	388	93,95	387	95,79	400	98,28	405	97,83	397	99,25	396	97,30	409	98,55	198	94,29	392	97,51	364	90,32	386	93,46	386	93,92
	Cemento de calcita																											

Anexo 7: Resultados obtenidos del análisis petrográfico modal de las areniscas del Grupo Tera. Zona Sur, columna de Almajano (ALM).

		ALM-101		ALM-102		ALM-103		ALM-104		ALM-105		ALM-106		ALM-107		ALM-108		ALM-109		ALM-110		ALM-111		ALM-112		ALM-113		
		N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	
NCE	Q	Qmr, Cuarzo monocristalino, extinción< 5º	30	6,6	31	7,6	4	2,6	46	9,3	23	5,0	19	4,7	13	3,2	10	2,5	3	0,7	9	2,2	27	5,8	8	1,6	29	6,3
		Qmo, Cuarzo monocristalino, extinción>5º	50	11,0	101	24,8	5	3,3	81	16,4	159	34,4	144	35,8	228	56,2	195	48,5	214	53,0	187	46,6	186	40,1	161	32,1	131	28,4
		Qm[Q] Cuarzo monocristalno con [Q] sintaxial heredado	20	4,4	10	2,5		0,0	1	0,2		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0
		Qp2-3 Cuarzo policristalino 2-3 individuos	5	1,1	2	0,5		0,0	25	5,1	16	3,5	23	5,7	19	4,7	16	4,0	8	2,0	25	6,2	17	3,7	22	4,4	20	4,3
		Qp>3 Cuarzo policristalino >3 individuos		0,0		0,0		0,0	8	1,6	42	9,1	36	9,0	35	8,6	62	15,4	54	13,4	73	18,2	51	11,0	77	15,3	44	9,5
		Cuarzo en fragmento de roca plutónica		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0	14	3,5	7	1,7	11	2,7	1	0,2	19	4,7		0,0		0,0		0,0
		Carbonato reemplazando cuarzo	10	2,2	6	1,5		0,0	28	5,7	18	3,9	3	0,7	3	0,7		0,0		0,0	1	0,2	11	2,4	13	2,6	21	4,5
	K	Feldespato potásico en cristales individuales	1	0,2	5	1,2		0,0	6	1,2	9	1,9	13	3,2	26	6,4	19	4,7	34	8,4	12	3,0	8	1,7	8	1,6	9	1,9
		Feldespato potásico en fragmento de roca granuda		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0	5	1,2	2	0,5	7	1,7		0,0		0,0		0,0
		Feldespato potásico reemplazado por caolinita		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0	6	1,5	9	2,2	25	6,2	7	1,7	21	5,2		0,0		0,0		0,0
		Feldespato potásico reemplazado por caolinita-ilita		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0	2	0,5	1	0,2	10	2,5	2	0,5	3	0,7		0,0	1	0,2		0,0
		Feldespato potásico reemplazado por ilita		0,0		0,0		0,0		0,0	2	0,4	3	0,7	3	0,7		0,0		0,0	3	0,7	5	1,1	2	0,4	5	1,1
		Feldespato potásico reemplazado por carbonatos	2	0,4	1	0,2		0,0		0,0	1	0,2	2	0,5	5	1,2		0,0	19	4,7	1	0,2	9	1,9	1	0,2	4	0,9
	P	Plagioclasa en cristales individuales		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0	2	0,5		0,0		0,0	2	0,4	1	0,2	1	0,2
		Albita	1	0,2	7	1,7		0,0	3	0,6	3	0,6	20	5,0	2	0,5		0,0		0,0		0,0	21	4,5	55	11,0	43	9,3
		Albita reemplazada por ilita		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0	4	0,9	3	0,6		0,0
		Carbonato reemplazando a albita		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0	5	1,1	5	1,0	5	1,1
	L	Chert		0,0		0,0		0,0		0,0	8	1,7	1	0,2	2	0,5	2	0,5	5	1,2	2	0,5	8	1,7	6	1,2	4	0,9
		Pizarra-esquistó		0,0		0,0		0,0		0,0	1	0,2	3	0,7		0,0		0,0		0,0		0,0	1	0,2	1	0,2	2	0,4
	M	Moscovita		0,0		0,0		0,0		0,0	2	0,4	10	2,5	3	0,7	9	2,2	2	0,5	5	1,2	12	2,6	8	1,6	25	5,4
		Moscovita en fragmento de roca granuda		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0	2	0,5		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0
		Clorita		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0
		Mica negra		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0
		Turmalina	1	0,2		0,0		0,0		0,0	1	0,2		0,0	1	0,2	1	0,2		0,0	1	0,2		0,0	4	0,8	3	0,6
		Opacos		0,0	14	3,4		0,0	3	0,6		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0
	CE			0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0
		Caliza micrítica	77	17,0	128	31,4		0,0		0,0	14	3,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0
		Caliza esparítica	22	4,9	17	4,2		2,6	6	1,2	22	4,8		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0	35	7,5	2	0,4	5	1,1
		Dolomicrita	21	4,6	9	2,2	42	27,5	49	9,9	13	2,8		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0	1	0,2	6	1,2	46	10,0
		Doloesparita	14	3,1	1	0,2		0,0	2	0,4	1	0,2		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0	2	0,4	11	2,4
		Anquerita reemplazando FR carbonática	10	2,2		0,0		0,0		0,0	8	1,7		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0	1	0,2	55	11,0	18	3,9
		Fósiles	1	0,2	1	0,2		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0	1	0,2
		Placas de equinodermo	8	1,8	13	3,2		0,0	2	0,4		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0	3	0,6		0,0		0,0
				0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0	7	1,4	1	0,2
	NCI	Intraclasto	1	0,2	2	0,5	2	1,3	3	0,6		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0
	CI	Caliza micrítica		0,0		0,0	83	54,2	140	28,3		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0
		TOTAL ESQUELETO	274	100,0	348	85,5	140	91,5	403	81,4	343	74,2	301	74,9	357	87,9	367	91,3	351	86,9	369	92,0	407	87,7	448	89,2	428	92,6
C		Cemento de calcita		0,0	10	2,5	4	2,6	39	7,9	7	1,5		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0	8	1,7	1	0,2		0,0
		Cemento de dolomita		0,0	4	1,0		0,0	12	2,4	6	1,3		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0	18	3,9	34	6,8	3	0,6
		Cemento de anquerita		0,0	19	4,7		0,0	9	1,8	15	3,2	10	2,5	6	1,5	4	1,0	6	1,5		0,0	4	0,9		0,0	10	2,2
	E	Cemento de cuarzo		0,0	18	4,4		0,0	26	5,3	38	8,2	26	6,5	20	4,9	10	2,5	33	8,2	23	5,7	9	1,9	14	2,8	17	3,7
	M	Cemento de cuarzo reemplazado por anquerita					0,0		0,0	4	0,9	4	1,0		0,0		0,0		0,0		0,0	2	0,4		0,0	2	0,4	
	E	Cemento de caolinita		0,0		0,0		0,0		0,0	27	5,8	17	4,2	16	3,9	5	1,2	3	0,7	8	2,0	10	2,2		0,0		0,0
	N	Cemento de caolinita reemplazado por anquerita		0,0		0,0		0,0		0,0	4	0,9	3	0,7		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0
	T	Cemento de caolinita-ilita		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0
	O	Cemento de ilita		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0	1	0,2		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0		0,0
	S	Cemento de óxidos de hierro		0,0	7																							

Anexo 8: Resultados obtenidos del análisis petrográfico modal de las areniscas del Grupo Tera. Zona Sur, columnas de El Espino (ESP), Magaña (MAG) y Trévago (TRE y 2TRE).

		ESP-1		ESP-2		ESP-3		ESP-4		ESP-5		ESP-7		MAG-03		MAG-04		MAG-05		MAG-08		MAG-09		MAG-10		TRE-01		TRE-02		2TRE-01		2TRE-02		2TRE-03		2TRE-04			
		N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%		
NCE	Q	Qmr, Cuarzo monocristalino, extinción< 5º	88	20,23	107	24,60	123	28,28	95	21,84	126	28,97	110	25,29	20	5,39	9	2,88	24	5,93	6	1,47	4	1,00	18	4,47	84	20,84	177	44,25	161	39,95	142	33,41	105	26,05	143	32,87	
		Qmo, Cuarzo monocristalino, extinción>5º	81	18,62	74	17,01	68	15,63	95	21,84	39	8,97	44	10,11	90	24,26	43	13,74	113	27,90	110	27,03	105	26,25	170	42,18	24	5,96	17	4,25	20	4,96	37	8,71	47	11,66	23	5,29	
		Qm[Q] Cuarzo monocristallno con [Q] syntaxial heredado		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	
		Qp2-3 Cuarzo policristalino 2-3 individuos	26	5,98	34	7,82	33	7,59	33	7,59	32	7,36	18	4,14	26	5,74	22	4,86	42	9,27	38	8,39	22	4,86	35	7,73	28	6,95	28	7,00	34	8,44	34	8,00	43	10,67	25	5,75	
		Qp>3 Cuarzo policristalino >3 individuos	75	17,24	107	24,60	75	17,24	73	16,78	93	21,38	92	21,15	39	10,51	11	3,51	33	8,15	31	7,62	14	3,50	34	8,44	96	23,82	96	24,00	52	12,90	59	13,88	51	12,66	61	14,02	
		Cuarzo en fragmento de roca granuda	4	0,92	3	0,69		0,00	1	0,23	5	1,15	1	0,23	8	1,77		0,00	1	0,22	2	0,44		0,00	2	0,44	5	1,24	1	0,25	1	0,25	5	1,18	1	0,25		0,00	
		Carbonato reemplazando cuarzo	1	0,23		0,00	6	1,38		0,00	2	0,46	5	1,15		0,00	18	5,75	1	0,25	10	2,46		0,00	2	0,50		0,00		0,00		0,00	4	0,94	9	2,23	18	4,14	
		Anquerita reemplazando cuarzo	1	0,23		0,00	6	1,38		0,00		0,00		0,00	4	1,08		0,00	7	1,73		0,00	1	0,25		0,00				0,00		0,00	2	0,47	15	3,72	9	2,07	
		K	Feldespato K	67	15,40	35	8,05	4	0,92	28	6,44	9	2,07	20	4,60	64	17,25	18	5,75	70	17,28	55	13,51	44	11,00	41	10,17	18	4,47	50	12,50	30	7,44	17	4,00	19	4,71	20	4,60
			Feldespato K en fragmento de roca granuda	4	0,92	1	0,23		0,00	2	0,46		0,00	1	0,23		0,00		0,00	1	0,22	2	0,44		0,00		0,00		0,00	1	0,25	1	0,25	1	0,24		0,00		0,00
			Caolinita reemplazando feldespato K		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	1	0,27		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00
			Caolinita-ilita reemplazando feldespato K		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	2	0,47		0,00	1	0,23
			ilita reemplanzando feldespato K	8	1,84	17	3,91		0,00		0,00	4	0,92	1	0,23		0,00		0,00		0,00	1	0,25		0,00		0,00	5	1,24	2	0,50	13	3,23	4	0,94	11	2,73	5	1,15
			Carbonato reemplazando feldespato K		0,00		0,00		0,00		0,00	2	0,46		0,00	1	0,22	6	1,32	2	0,44	1	0,22		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	2	0,47		0,00	3	0,69
			Anquerita reemplazando a feldespato K		0,00		0,00	1	0,23		0,00		0,00		0,00	6	1,62		0,00	6	1,48		0,00	1	0,25		0,00					2	0,47					2	0,46
		P	Plagioclasa		0,00	5	1,15	3	0,69	15	3,45	15	3,45	14	3,22	8	2,16	4	1,28	7	1,73	15	3,69	1	0,25	11	2,73		0,00		0,00	9	2,23	10	2,35	3	0,74	9	2,07
			Albita		0,00	1	0,23	5	1,15	22	5,06	36	8,28	44	10,11	16	4,31	5	1,60	11	2,72	12	2,95	5	1,25	27	6,70		0,00		0,00	11	2,73	9	2,12	4	0,99	6	1,38
			Ilita reemplazando albita		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	3	0,74		0,00		0,00		0,00
			Plagioclasa en fragmento de roca granuda		0,00		0,00		0,00		0,00	3	0,69	3	0,69								0,00		0,00		0,00				0,00		0,00	2	0,47				0,00
			Carbonato reemplazando albita		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	2	0,46		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00
		L	Chert		0,00		0,00	4	0,92	2	0,46		0,00		0,00	3	0,81	2	0,64	4	0,99	2	0,49	1	0,25	5	1,24	5	1,24	2	0,50	8	1,99	2	0,47	4	0,99	3	0,69
			Pizarra	1	0,23		0,00		0,00	1	0,23		0,00	2	0,46	1	0,22	1	0,22		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	1	0,25	2	0,47	3	0,74	2	0,46
			Esquisto	3	0,69		0,00	1	0,23	1	0,23	2	0,46	1	0,23		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	1	0,25	3	0,74	1	0,24	4	0,99	1	0,23
		M	Moscovita	8	1,84	5	1,15		0,00	2	0,46	3	0,69	15	3,45	8	2,16	2	0,64	17	4,20	11	2,70	52	13,00	11	2,73		0,00	2	0,50	29	7,20	4	0,94	33	8,19	13	2,99
			Moscovita en fragmento de roca granuda		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	1	0,25	1	0,23
			Clorita	5	1,15	5	1,15		0,00	1	0,23	2	0,46	3	0,69		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00				
			Mica negra		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	4	0,92																	4						1	
			Turmalina	5	1,15	1	0,23		0,00		0,00		0,00	4	0,92		0,00		0,00		0,00	1	0,25	1	0,25		0,00		0,00		0,00	1	0,25	1	0,24		0,00	1	0,23
			Opacos		0,00		0,00		0,00		0,00	2	0,46	1	0,23	1	0,27	3	0,96		0,00	1	0,25	105	26,25	8	1,99	1	0,25		0,00	4	0,99	2	0,47	3	0,74	1	0,23
					0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0																								

Anexo 9: Resultados obtenidos del análisis petrográfico modal de las areniscas del Grupo Tera. Zona Sur, columnas de San Blas (BLA), Ágreda (AGE) y El Collado (CSP).

		BLA-02		BLA-03		BLA-04		BLA-05		BLA-07		BLA-10		AGE-102		AGE-103		AGE-105		AGE-108		AGE-110		CSP-01		CSP-02		CPS-03		CSP-04			
NCE	Q	Qmr, Cuarzo monocristalino, extinción< 5º	57	15,36	52	13,03	40	9,98	52	12,90	68	16,79	94	23,04	70	16,09	68	15,63	42	9,66	60	13,79	93	21,38	34	8,33	14	3,36	16	3,71	23	5,74	
		Qmo, Cuarzo monocristalino, extinción>5º	100	26,95	107	26,82	126	31,42	132	32,75	89	21,98	100	24,51	81	18,62	92	21,15	101	23,22	84	19,31	62	14,25	99	24,26	167	40,05	108	25,06	143	35,66	
		Qm[Q] Cuarzo monocristalino con [Q] sintaxial heredado		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	
		Qp2-3 Cuarzo policristalino 2-3 individuos	24	5,30	33	7,28	25	5,52	24	5,30	49	10,82	40	8,83	32	7,36	31	7,13	24	5,52	25	5,75	32	7,36	16	3,53	14	3,09	29	6,40	33	7,28	
Qp>3 Cuarzo policristalino >3 individuos	103	27,76	59	14,79	48	11,97	48	11,91	55	13,58	54	13,24	124	28,51	123	28,28	185	42,53	118	27,13	90	20,69	25	6,13	11	2,64	30	6,96	33	8,23			
Cuarzo en fragmento de roca plutónica		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	1	0,22		0,00	3	0,69	4	0,92	6	1,38	2	0,46		0,00		0,00	2	0,44	5	1,10			
Carbonato reemplazando cuarzo		0,00		0,00		0,00	1	0,25		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	2	0,46	17	4,17	5	1,20	39	9,05		0,00	
Anquerita reemplazando cuarzo		0,00		0,00		0,00	7	1,75		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	7	1,61	4	0,98		0,00		0,00		0,00	
K	Feldespató K	32	8,63	86	21,55	62	15,46	67	16,63	38	9,38	51	12,50	41	9,43	41	9,43	35	8,05	32	7,36	13	2,99	67	16,42	26	6,24	33	7,66	36	8,98		
	Feldespató K en fragmento de roca granuda		0,00		0,00		0,00		0,00	1	0,22	1	0,22	4	0,92	3	0,69	4	0,92		0,00		0,00	1	0,22		0,00	1	0,22	3	0,66		
	Caolinita reemplazando feldespató K	3	0,81	28	7,02	15	3,74	14	3,47	5	1,23	5	1,23		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		
	Caolinita-ilita reemplazando feldespató K		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	1	0,22		0,00		0,00		0,00		
	ilita reemplanzando feldespató K		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	6	1,38	11	2,53	5	1,15		0,00		0,00	1	0,25		0,00		0,00		0,00		
	Carbonato reemplazando feldespató K		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	25	5,52		0,00	15	3,31		0,00		
	Anquerita reemplazando a feldespató K		0,00		0,00		0,00	2	0,50	7	1,74		0,00	2	0,49		0,00		0,00		0,00		0,00										
P	Plagioclasa		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	10	2,30	1	0,23		0,00	10	2,30	20	4,60	20	4,90	2	0,48	22	5,10	20	4,99		
	Albita		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	3	0,74	22	5,06	2	0,46		0,00	18	4,14	32	7,36		0,00	2	0,48	23	5,34	22	5,49
	Ilita reemplazando albita		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		
	Plagioclasa en fragmento de roca granuda																0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		
	Carbonato reemplazando albita		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		
L	Chert	6	1,62	2	0,50	2	0,50	2	0,50	3	0,74	2	0,49		0,00	4	0,92	1	0,23	1	0,23	2	0,46		0,00	2	0,48	1	0,23	3	0,75		
	Pizarra	1	0,22	1	0,22	1	0,22	3	0,66	2	0,44		0,00		0,00	1	0,23		0,00		0,00		0,00		0,00	1	0,22	1	0,22		0,00		
	Esquisto		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	1	0,23	4	0,92	3	0,69	8	1,84	2	0,46	1	0,25		0,00	1	0,25		
M	Moscovita	4	1,08	4	1,00	2	0,50	3	0,74	28	6,91		0,00	1	0,23	6	1,38	3	0,69	43	9,89	21	4,83	4	0,98	43	10,31	31	7,19	11	2,74		
	Moscovita en fragmento de roca granuda		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	1	0,23		0,00		0,00		0,00		0,00		
	Clorita		0,00		0,00		0,00		0,00	1	0,25		0,00		0,00		0,00		0,00	1	0,23		0,00		0,00	1	0,24		0,00		0,00		
	Mica negra	1								13					0,00		0,00		0,00		0,00		0,00										
	Turmalina		0,00		0,00		0,00	1	0,25	1	0,25	1	0,25		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	2	0,49	1	0,24		0,00	1	0,25		
	Opacos	2	0,54	1	0,25		0,00		0,00	6	1,48		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	2	0,49	21	5,04		0,00	4	1,00		
			0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		
CE	Caliza micrítica		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	11	2,70		0,00	3	0,70		0,00		
	Caliza esparítica		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	4	0,88		0,00	15	3,31		0,00		
	Dolomicrita		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		
	Doloesparita		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		
	Anquerita replazando FR carbonática		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		
	Fósiles		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		
	Placas de equinodermo		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		
			0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		
NC	Intraclastos		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	1	0,25		0,00		0,00		0,00		
CI	Fragmentos micríticos		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		
	Pseudomatriz																																

		1SAN-1		2SAN-1		2SAN-9		3SAN-9		3SAN-21		3SAN-28		3SAN-4		3SAN-7		3SAN-22		VUR-105		VUR-109		
		N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	
NCE	Q	Qmr. Cuarzo monocristalino, extinción<5°	109	25.06	118	27.13	121	27.82	89	20.48	91	20.92	88	20.23	138	31.72	129	29.86	133	30.57	65	14.94	153	35.17
		Qms. Cuarzo monocristalino, extinción>5°	121	27.82	27	6.21	45	10.34	70	16.07	57	13.13	54	12.41	56	12.87	33	7.59	36	8.28	40	9.20	33	7.58
		Qm[Q] Cuarzo monocristalino con [Q] sintaxial heredado		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00
		Qp2-3 Cuarzo policristalino 2-3 individuos	34	7.82	39	8.97	29	6.57	38	8.74	30	6.90	38	8.74	20	4.60	31	7.13	32	7.36	24	5.52	44	10.11
		Qp3-3 Cuarzo policristalino >3 individuos	73	16.78	91	20.92	84	19.31	72	16.55	108	24.83	86	19.77	92	21.15	79	18.16	66	15.17	85	19.54	43	9.89
		Cuarzo en fragmento de roca granuda	5	1.15	5	1.15	4	0.92	4	0.92	3	0.69	1	0.23		0.00	2	0.46	2	0.46	2	0.46	1	0.23
		Carbonato reemplazando cuarzo	1	0.23	11	2.53	8	1.84	8	1.84	20	4.60	21	4.83		0.00	6	1.38	20	4.60	5	1.15	5	1.15
		Anquerita reemplazando cuarzo	5	1.15	1	0.23	5	1.15		0.00		0.00		0.00	14	3.22	20	4.60		0.00		0.00		0.00
	K	Feldespato K	19	4.37	11	2.53	16	3.68	36	8.28	22	5.06	11	2.53	41	9.43	58	13.33	46	10.57	38	8.74	39	8.97
		Feldespato K en fragmento de roca granuda	1	0.23	1	0.23	1	0.23		0.00	4	0.92	2	0.46		0.00	1	0.23	1	0.23	1	0.23		0.00
Caoilinita reemplazando feldespato K			0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	
Caoilinita-ilita reemplazando feldespato K			0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	
Ilita reemplazando feldespato K			0.00		0.00		0.00		0.00	1	0.23		0.00		0.00		0.00		0.00	4	0.92		0.00	
Carbonato reemplazando feldespato K			0.00	1	0.23		0.00	2	0.46	4	0.92	2	0.46		0.00	1	0.23		0.00		0.00		0.00	
Anquerita reemplazando a feldespato K			0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	1	0.23	
P		Plagioclasa	12	2.76	23	5.29	15	3.45	16	3.68	27	6.21	10	2.30		0.00	4	0.92	6	1.38		0.00	1	0.23
		Albita	9	2.07	14	3.22	8	1.84	10	2.30	2	0.46	8	1.84	2	0.46	2	0.46	5	1.15		0.00	3	0.69
		Ilita reemplazando albita		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00
	Plagioclasa en fragmento de roca granuda		0.00		0.00		0.00	2	0.46		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	
	Carbonato reemplazando albita		0.00		0.00	1	0.23		0.00	3	0.69		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	
L	Chert	1	0.23		0.00	4	0.92	2	0.46	1	0.23	4	0.92		0.00		0.00		0.00	6	1.38	5	1.15	
	Pizarra	3	0.69		0.00		0.00	1	0.23		0.00	1	0.23	2	0.46		0.00		0.00	2	0.46	8	1.84	
	Esquistos	4	0.92	5	1.15	2	0.46	3	0.69	2	0.46	2	0.46		0.00		0.00	1	0.23		0.00	5	1.15	
	M	Moscovita	4	0.92	6	1.38	13	2.99	7	1.61	3	0.69	14	3.22	8	1.84	3	0.69	20	4.60	2	0.46	21	4.83
Moscovita en fragmento de roca granuda			0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	
Clorita			0.00	6	1.38	17	3.91		0.00	5	1.15	50	11.49		0.00		0.00	9	2.07		0.00		0.00	
Mica negra			0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	
Tumalina		1	0.23	1	0.23		0.00	1	0.23	4	0.92		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	6	1.38	
Opacos			0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	
			0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	
CE	Caliza micritica		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	
	Caliza espartica		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	1	0.23		0.00	
	Dolomcrita		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	6	1.38		0.00	8	1.84		0.00		0.00	
	Doloesparta		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	
	Siderita, replazando carbonato		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	
	Fósiles		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	
	Placas de equinodermo		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	
			0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	
NC	Intraclastos		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	
			0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	
CI	Fragmentos micriticos		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	
	Pseudomatrix		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	
TOTAL ESQUELETO		402	97.57	360	89.33	373	88.81	362	87.48	386	96.02	392	97.51	379	94.51	375	92.82	386	96.02	274	67.16	368	90.64	
<hr/>																								
TOTAL ROCA	Cemento de calizita	1	0.23	34	7.82	27	6.21	25	5.75	16	3.68	6	1.38	6	1.38	9	2.07	10	2.30	99	22.76		0.00	
	Cemento de dolomita		0.00	3	0.69		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	
	Cemento de anquerita		0.00		0.00	14	3.22	21	4.83		0.00		0.00	13	2.99	14	3.22		0.00		0.00	27	6.21	
	Cemento de cuarzo	6	1.38	6	1.38	3	0.69	1	0.23		0.00	1	0.23	3	0.69	4	0.92		0.00	9	2.07	3	0.69	
	Cemento de cuarzo reemplazado por anquerita		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	
	Cemento Carbonato reemplazando cemento de cuarzo		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	
	Cemento de caolinita		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	
	Cemento de caolinita reemplazado por anquerita		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	
	Cemento de caolinita-ilita		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	
	Cemento de ilita		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	
	Cemento de óxidos de hierro	1	0.23		0.00	3	0.69	1	0.23		0.00	2	0.46		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	
	Cemento de feldespato potásico		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	
	Cemento de albita		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	
	<hr/>																							
	Tamaño de grano (µ)		412	100.00	403	100.00	420	100.00	412	100.00	402	100.00	402	100.00	401	100.00	404	100.00	402	100.00	408	100.00	406	100.00
	Selección		125-177		88-125		88-125		177-250		88-125		62-88		125-177		125-177				500-710		62-88	
	Porosidad original (estimada en función de la selección)		34		39		30.7		34		34		34		39		39				27.9		27.9	
<hr/>																								
	Q (%)		88.66		83.92		84.81		78.81		83.42		86.61		86.25		81.42		78.85		82.42		81.32	
	F (%)		10.31		14.33		11.46		18.93		15.76		9.23		11.59		17.76		15.66		15.38		12.64	
	R (%)		1.03		1.75		3.72		2.28		0.82		4.17		2.16		0.82		5.49		2.20		6.03	
	Qm (%)		87.66		84.15		86.30		79.38		82.62		87.80		86.25		80.11		80.95		81.25		81.82	
	F (%)		10.33		14.41		11.95		18.93		15.58		10.06		11.59		17.47		16.25		15.81		12.90	
	Lt (%)		2.02		1.44		1.75		1.69		0.80		2.13		2.16		2.42		2.80		2.94		5.28	
	Qm (%)		89.46		85.38		87.63		80.75		83.29		89.72		88.15		82.09		83.29		83.71		86.38	
	K (%)		5.14		5.80		5.04		8.09		5.09		4.67		5.28		11.39		16.29		12.38		10.38	
	P (%)		5.40		10.82		7.12		8.05		8.83		5.61		0.55		1.65		3.17		0.00		1.24	
	Qmr (%)		32.34		42.91		43.37		33.09		31.82		33.08		45.10		47.43		49.81		30.37		56.04	
	Qmo (%)		35.91		9.82		16.13		26.02		19.93		20.30		18.30		12.13		13.48		18.69		12.09	
	Qp (%)		31.75		47.27		40.50		40.89		48.25		46.62											

Anexo 11: Composición determinada mediante microsonda electrónica de los cementos de calcita no lumiscentes (NL). Utilizamos el idem cuando el análisis está realizado en el mismo cemento que la muestra inmediatamente anterior. Valores expresados en mol %.

Muestra	CL	Mg/Ca	SrCO3%	MgCO3%	Na2CO3%	FeCO3%	MnCO3%	CaCO3%
ALM-101A	NL	0,000	0,066	0,000	0,000	0,045	0,069	99,820
ALM-101A	idem	0,000	0,034	0,000	0,000	0,014	0,000	99,952
ALM-101A	idem	0,000	0,091	0,000	0,052	0,009	0,000	99,848
ALM-101A	NL	0,000	0,066	0,020	0,143	0,233	0,000	99,538
ALM-101A	NL	0,001	0,041	0,126	0,020	0,070	0,000	99,744
ALM-101B	NL	0,002	0,082	0,169	0,000	0,061	0,024	99,664
ALM-101C	NL	0,000	0,088	0,000	0,000	0,019	0,000	99,893
ALM-101D	NL	0,000	0,039	0,000	0,035	0,133	0,066	99,727
ALM-101D	NL	0,000	0,107	0,000	0,042	0,000	0,000	99,851
ALM-101D	NL	0,002	0,132	0,223	0,000	0,068	0,029	99,547
ALM-101D	NL	0,000	0,085	0,000	0,000	0,048	0,000	99,867
ALM-101F	NL	0,001	0,033	0,071	0,055	0,455	0,030	99,357
ALM-102C	NL	0,000	0,082	0,018	0,024	0,000	0,000	99,876
ALM-102C	NL	0,000	0,108	0,010	0,000	0,032	0,090	99,760
ALM-102E	NL	0,004	0,035	0,358	0,000	0,000	0,000	99,607
POV-08-B	NL	0,003	0,113	0,319	0,062	0,222	0,000	99,284
ALMA-11C	NL	0,002	0,113	0,193	0,044	0,016	0,174	99,460
ALMA-11D	NL	0,013	0,074	1,259	0,033	0,509	0,106	98,019
ALMA-11E	NL	0,003	0,141	0,269	0,000	0,000	0,000	99,590
ALMA-11F	NL	0,003	0,094	0,323	0,003	0,000	0,000	99,579
ALMA-11F	NL	0,003	0,080	0,288	0,000	0,000	0,000	99,632
ALMA-11G	NL	0,008	0,135	0,800	0,000	0,540	0,081	98,443
ALMA-11G	NL	0,003	0,084	0,251	0,006	0,000	0,000	99,658
ALMA-11G	NL	0,011	0,133	1,096	0,280	0,110	0,011	98,369
ALMA-11H	NL	0,002	0,100	0,212	0,022	0,012	0,000	99,653
ALMA-7C	NL	0,005	0,076	0,463	0,000	0,515	0,025	98,921
ALMA-7C	NL	0,010	0,138	1,001	0,000	0,152	0,091	98,618
ALMA-7D	NL	0,005	0,159	0,514	0,000	0,009	0,058	99,260
ALMA-7D	NL	0,003	0,050	0,308	0,027	0,945	0,000	98,670
ALMA-7E	NL	0,024	0,184	2,279	0,000	0,021	0,771	96,745
ALMA-7E	idem	0,025	0,142	2,368	0,046	0,104	0,858	96,483
Media		0,004	0,094	0,417	0,029	0,140	0,080	99,240
Desviación estándar		0,006	0,039	0,609	0,056	0,223	0,201	0,864

Anexo 12: Composición determinada mediante microsonda electrónica de los cementos de calcita con luminiscencia anaranjada (LN). Utilizamos el idem cuando el análisis está realizado en el mismo cemento que la muestra inmediatamente anterior. Valores expresados en mol %.

Muestra	CL	Mg/Ca	SrCO3%	MgCO3%	Na2CO3%	FeCO3%	MnCO3%	CaCO3%
ALM101C	LN	0,001	0,085	0,062	0,027	0,000	0,000	99,826
ALMA04F	LN	0,016	0,107	1,582	0,000	0,088	0,000	98,222
MOV105B	LN	0,004	0,028	0,423	0,003	0,303	0,105	99,138
MOV105B	LN	0,009	0,093	0,882	0,057	0,009	0,000	98,960
MOV105E	LN	0,006	0,109	0,547	0,000	0,158	0,173	99,013
MOV105E	LN	0,010	0,143	1,002	0,000	0,139	0,198	98,519
MOV105H	LN	0,001	0,013	0,104	0,000	0,354	0,502	99,027
MOV105H	LN	0,006	0,074	0,593	0,000	0,615	0,405	98,313
ALM102C	LN	0,001	0,063	0,108	0,000	0,115	0,141	99,573
ALM102E	idem (sobre equin.)	0,003	0,101	0,295	0,000	0,185	0,151	99,268
ALM102E	LN	0,004	0,063	0,414	0,045	0,185	0,227	99,067
POV08B	LN	0,005	0,128	0,448	0,091	0,019	0,040	99,274
POV08D	LN	0,011	0,187	1,060	0,000	0,283	0,577	97,893
POV08E	LN	0,011	0,221	1,040	0,000	0,000	0,560	98,179
ALMA11C	LN	0,024	0,118	2,325	0,000	0,594	1,363	95,599
ALMA11C	LN	0,017	0,124	1,682	0,000	1,030	0,646	96,518
ALMA11D	LN	0,025	0,058	2,416	0,028	0,400	1,260	95,839
ALMA11E	LN	0,024	0,095	2,297	0,056	0,608	0,860	96,085
ALMA11E	LN	0,027	0,150	2,574	0,048	0,347	1,290	95,591
ALMA11F	LN	0,007	0,151	0,671	0,061	0,806	0,436	97,875
ALMA11F	LN	0,025	0,216	2,452	0,199	0,098	0,474	96,562
ALMA11G	LN	0,027	0,121	2,558	0,076	0,375	0,952	95,917
ALMA11G	LN	0,026	0,254	2,465	0,375	0,171	0,647	96,088
ALMA11G	LN	0,022	0,146	2,125	0,000	0,403	1,209	96,117
ALMA11H	LN	0,011	0,178	1,120	0,094	0,343	0,756	97,510
ALMA7B	LN brillante	0,018	0,111	1,754	0,000	0,134	0,801	97,200
ALMA7B	LN mate	0,004	0,076	0,393	0,046	0,074	0,474	98,937
ALMA7C	LN	0,014	0,144	1,316	0,000	0,102	1,247	97,192
ALMA7C	LN	0,020	0,140	1,881	0,000	0,084	1,501	96,394
ALMA7D	LN	0,010	0,131	1,014	0,070	0,116	0,504	98,166
ALMA7D	LN	0,013	0,164	1,249	0,053	0,000	0,699	97,836
ALMA7E	LN	0,023	0,157	2,196	0,025	0,261	1,016	96,345
Media		0,013	0,123	1,283	0,042	0,262	0,600	97,689
Desviación estándar		0,009	0,054	0,840	0,075	0,248	0,447	1,336

Anexo 13 : Composición determinada mediante microsonda electrónica de los cementos y reemplazamientos de anquerita calcitizada. Utilizamos el idem cuando el análisis está realizado en el mismo cemento que la muestra inmediatamente anterior. NL: No luminiscente. LR: Luminiscencia roja. Valores expresados en mol %.

Muestra	CL	Mg/C a	SrCO3 %	MgCO3 %	Na2CO3 %	FeCO3 %	MnCO3 %	CaCO3 %
ALM102D	NL	0,003	0,068	0,300	0,000	0,446	0,000	99,186
ALM102D	idem	0,005	0,067	0,477	0,000	0,310	0,000	99,147
ALM102D	NL	0,002	0,073	0,168	0,098	1,506	0,000	98,154
ALM102I	NL	0,006	0,071	0,604	0,000	0,208	0,000	99,117
ALM102K	NL	0,003	0,078	0,298	0,063	0,684	0,074	98,804
ALM102L	NL	0,006	0,085	0,620	0,000	0,299	0,000	98,996
ALM105A	NL	0,004	0,120	0,391	0,066	0,055	0,000	99,368
ALM105A	NL	0,003	0,100	0,324	0,056	1,781	0,029	97,711
ALM105A	NL	0,004	0,067	0,345	0,062	2,067	0,043	97,416
ALM105A	NL	0,003	0,117	0,346	0,000	0,160	0,000	99,376
ALM105B	NL	0,003	0,084	0,340	0,014	1,552	0,000	98,009
ALM105B	NL	0,004	0,117	0,407	0,054	0,574	0,075	98,773
ALM105B	NL	0,004	0,050	0,402	0,029	0,124	0,000	99,395
ALM105C	NL	0,001	0,069	0,129	0,000	2,051	0,074	97,677
ALM105C	NL	0,010	0,115	1,028	0,000	0,675	0,000	98,183
ALM105C	NL	0,004	0,032	0,438	0,000	0,068	0,065	99,397
ALM105C	NL	0,008	0,054	0,763	0,000	1,533	0,026	97,624
ALM105E	LR	0,012	0,112	1,185	0,000	0,318	0,188	98,196
ALM105E	NL	0,003	0,127	0,273	0,006	0,248	0,018	99,327
ALM105E	NL	0,013	0,079	1,289	0,000	0,201	0,000	98,431
ALM105E	NL	0,003	0,062	0,271	0,000	0,873	0,000	98,793
ALM105E	LR	0,015	0,000	1,396	0,477	3,827	0,186	94,114
ALM105E	NL	0,007	0,031	0,693	0,000	0,179	0,000	99,097
ALM105F	LN	0,006	0,070	0,640	0,000	0,343	0,219	98,728
ALM105F	NL	0,010	0,131	0,974	0,063	0,102	0,000	98,731
ALM105F	casi NL	0,001	0,085	0,123	0,086	0,250	0,039	99,417
ALM105G	NL	0,004	0,001	0,392	0,000	0,402	0,000	99,204
ALM105G	NL	0,005	0,115	0,501	0,000	0,938	0,000	98,446
ALM105H	LN	0,004	0,070	0,397	3,144	1,566	0,000	94,823
ALM105H	NL	0,009	0,076	0,833	2,439	2,951	0,020	93,682
ALM105H	NL	0,006	0,084	0,642	0,000	0,281	0,039	98,954
ALMA04A	NL	0,010	0,085	0,945	0,000	0,275	0,000	98,696
ALMA04B	NL	0,001	0,054	0,128	0,003	0,350	0,045	99,420
ALMA04C	NL	0,005	0,049	0,492	0,000	1,011	0,010	98,438
ALMA04D	NL	0,005	0,061	0,475	0,013	0,793	0,014	98,643
ALMA04D	NL	0,022	0,110	2,155	0,017	0,506	0,140	97,072
ALMA04E	NL	0,009	0,068	0,914	0,106	1,302	0,046	97,564
ALMA04F	NL	0,009	0,166	0,860	0,042	2,515	0,000	96,417
ALMA04F	NL	0,006	0,050	0,621	0,000	0,249	0,107	98,973
MOV105E	casi NL	0,006	0,054	0,635	0,000	1,379	0,137	97,795
media		0,006	0,078	0,605	0,171	0,874	0,040	98,232
desviación estándar		0,004	0,034	0,410	0,627	0,886	0,058	1,388

Anexo 14: Composición determinada mediante microsonda electrónica de las calcitas que rellenan fracturas de pequeño tamaño en las areniscas del Grupo Tera. Utilizamos el idem cuando el análisis está realizado en el mismo cemento que la muestra inmediatamente anterior. NL: No luminiscente. LN: Luminiscencia anaranjada. Valores expresados en mol %.

Muestra	CL	Mg/Ca	SrCO ₃ %	MgCO ₃ %	Na ₂ CO ₃ %	FeCO ₃ %	MnCO ₃ %	CaCO ₃ %
ALM101E	NL	0,000	0,112	0,000	0,024	0,307	0,000	99,557
MOV105G	LN	0,004	0,175	0,348	0,010	0,454	0,277	98,735
PRA5A	LN mate	0,003	0,107	0,295	0,026	0,000	0,085	99,487
PRA5A	idem, NL	0,002	0,088	0,230	0,007	0,000	0,004	99,671
PRA5A	idem, LN mate	0,003	0,053	0,307	0,003	0,000	0,000	99,637
PRA5C	LN mate	0,004	0,083	0,423	0,022	0,008	0,215	99,248
PRA5C	idem LN brillante	0,002	0,164	0,211	0,000	0,034	0,962	98,628
PRA5C	idem LN mate	0,003	0,082	0,312	0,058	0,000	0,622	98,926
PRA5C	idem LN mate	0,001	0,078	0,096	0,012	0,045	0,461	99,308
PRA5D	LN	0,005	0,110	0,464	0,000	0,036	0,050	99,340
PRA5D	idem, LN brillante	0,004	0,096	0,351	0,000	0,000	1,258	98,295
PRA5D	LN	0,004	0,129	0,365	0,000	0,132	0,018	99,355
PRA5D	idem, LN brillante	0,005	0,085	0,445	0,000	0,709	0,439	98,323
ALMA13B	LN mate	0,006	0,061	0,560	0,000	1,206	0,828	97,345
ALMA13D	LN	0,042	0,161	3,999	0,000	0,026	0,368	95,446
3SAN4E	LN brillante bandas	0,016	0,071	1,590	0,076	0,295	0,190	97,778
MAG13B	NL y LN, limpia	0,006	0,083	0,568	0,000	0,000	0,000	99,348
	Media	0,006	0,102	0,621	0,014	0,191	0,340	98,731
	Desviación Estándar	0,010	0,037	0,962	0,016	0,348	0,394	1,116

Anexo 1 5: Composición determinada mediante microsonda electrónica de los cementos de anquerita calcitizada que rellenan fracturas de gran tamaño que cortan a los materiales del Grupo Tera en San Felices.

Muestra	CL	Tinción	Mg/Ca	SrCO3%	MgCO3%	Na2CO3%	FeCO3%	MnCO3%	CaCO3%
3SAN3B	NL	rosa	0,005	0,049	0,496	0,000	0,000	0,010	99,446
3SAN3D	LN mate	rosa	0,003	0,046	0,309	0,000	0,116	0,091	99,439
3SAN4A	LN	púrpura	0,009	0,056	0,909	0,019	0,455	0,173	98,387
3SAN4B	LN	rosa-púrpura	0,006	0,050	0,571	0,000	0,040	0,000	99,340
3SAN4C	LN	rosa	0,009	0,060	0,924	0,086	0,236	0,000	98,694
3SAN4E	LN	opaco	0,007	0,059	0,701	0,024	0,355	0,046	98,816
3SAN5C	casi NL		0,006	0,001	0,645	0,028	0,114	0,000	99,212
3SAN5D	LN	rosa	0,007	0,060	0,679	0,094	0,036	0,014	99,117
3SAN15B	idem	idem	0,010	0,057	0,939	0,000	0,375	0,070	98,559
3SAN15D	LN mate	azul	0,016	0,128	1,506	0,096	2,773	0,577	94,919
3SAN16A	LN brillante	rosa	0,012	0,134	1,216	0,000	0,210	0,682	97,759
3SAN16B	LN brillante	rosa	0,008	0,070	0,793	0,000	0,717	0,778	97,642
3SAN22A	LN	opaco	0,008	0,064	0,787	0,007	4,783	0,392	93,967
3SAN22B	LN	rosa	0,005	0,060	0,483	0,044	0,458	0,487	98,467
3SAN22C	LN	rosa-azul	0,007	0,113	0,676	0,017	4,760	0,471	93,964
3SAN22D	LN	púrpura	0,002	0,057	0,194	0,023	0,403	0,039	99,284
3SAN27B	LN mate	morado	0,004	0,044	0,376	0,000	0,216	0,063	99,301
3SAN27B	idem	idem	0,005	0,147	0,506	0,060	1,412	0,516	97,360
3SAN27C	LN brillante	morado	0,002	0,124	0,188	0,019	0,866	0,461	98,342
3SAN27D	LN brillante	morado	0,004	0,150	0,355	0,000	0,979	0,396	98,119
3SAN27D	LN	rosa	0,004	0,162	0,413	0,023	1,028	0,425	97,949
3SAN31A	LN mate débil	rosa	0,007	0,339	0,661	0,007	1,235	0,272	97,486
3SAN31B	LN débil	rosa	0,025	0,295	2,409	0,042	2,201	0,436	94,616
3SAN31D	LN mate débil	rosa	0,008	0,315	0,767	0,118	0,994	0,253	97,554
3SAN31E	LN mate débil	rosa	0,008	0,262	0,771	0,000	1,335	0,412	97,220
media			0,008	0,116	0,731	0,028	1,044	0,283	97,798
desviación estándar			0,005	0,093	0,462	0,035	1,314	0,240	1,685

Anexo 1 6: Composición determinada mediante microsonda electrónica de los cementos de calcita ferrosa (FeC1) que rellenan fracturas de gran tamaño que cortan a los materiales del Grupo Tera en San Felices.

Muestra	CL/Aspecto	Tinción	Mg/Ca	SrCO3%	MgCO3%	Na2CO3%	FeCO3%	MnCO3%	CaCO3%
3SAN4E	fractura LN bandeado	azul	0,016	0,071	1,590	0,076	0,295	0,190	97,778
3SAN5B'	limpia LN bandeado	azul	0,003	0,103	0,248	0,000	0,771	0,168	98,710
3SAN5B'	limpia LN bandeado		0,002	0,071	0,171	0,043	0,425	0,329	98,963
3SAN5C	limpia NL	azul	0,003	0,090	0,306	0,000	1,422	0,258	97,925
3SAN5C	limpia NL	azul	0,002	0,050	0,182	0,000	0,044	0,044	99,680
3SAN6A	NL	azul	0,020	0,125	1,871	0,000	2,105	0,622	95,278
3SAN6A	NL	azul	0,015	0,107	1,457	0,091	2,805	0,600	94,939
3SAN6A	idem	idem	0,019	0,108	1,793	0,000	2,805	0,559	94,735
3SAN6A	Igual que 4		0,023	0,114	2,158	0,000	1,456	0,535	95,737
3SAN6A	LN	azul	0,022	0,110	2,114	0,000	1,158	0,461	96,158
3SAN6A	NL	azul	0,018	0,084	1,676	0,035	2,922	0,489	94,794
3SAN6D	sucia LN mate	azul	0,011	0,117	1,059	0,003	2,620	0,539	95,663
3SAN6E	limpia casi NL	azul	0,017	0,096	1,576	0,000	2,994	0,444	94,889
3SAN7A	limpia LN mate	azul	0,013	0,184	1,248	0,000	1,084	0,332	97,152
3SAN7B	limpia LN mate	azul	0,015	0,102	1,448	0,000	0,942	0,474	97,034
3SAN7C	limpia LN mate	azul	0,013	0,191	1,232	0,000	1,041	0,332	97,204
3SAN15A	sucia LN	azul	0,024	0,142	2,249	0,017	3,603	0,569	93,421
3SAN15A	idem	azul	0,016	0,141	1,472	0,000	3,027	0,604	94,756
3SAN15A	limpia NL	azul	0,019	0,131	1,761	0,022	3,079	0,585	94,423
3SAN15B	idem	idem	0,010	0,057	0,939	0,000	0,375	0,070	98,559
3SAN15B	limpia NL	azul	0,017	0,120	1,598	0,000	2,977	0,551	94,754
3SAN15C	NL	azul	0,015	0,143	1,452	0,023	2,477	0,597	95,308
3SAN15D	en fractura LN o NL	azul	0,008	0,154	0,757	0,114	1,361	0,434	97,179
3SAN15E	LN mate	azul	0,015	0,135	1,428	0,042	2,611	0,451	95,333
3SAN16A	sucia LN mate	azul	0,017	0,158	1,593	0,024	2,856	0,668	94,701
3SAN16B	sucia LN mate	azul	0,016	0,194	1,552	0,055	2,349	0,703	95,145
3SAN16C	sucia LN mate	azul	0,016	0,161	1,555	0,000	2,291	0,808	95,184
3SAN16C	sucia LN mate	azul	0,016	0,196	1,490	0,000	2,722	0,643	94,948
3SAN27A	sucia LN	morado	0,003	0,094	0,276	0,000	0,179	0,017	99,434
3SAN27B	idem	idem	0,005	0,147	0,506	0,060	1,412	0,516	97,360
3SAN27C	sucia LN mate	morado	0,005	0,132	0,503	0,000	1,088	0,451	97,826
3SAN27D	sucia LN mate	morado	0,003	0,104	0,270	0,000	0,842	0,503	98,281
3SAN27D	idem	Idem	0,008	0,158	0,733	0,022	1,332	0,614	97,140
3SAN31A	limpia NL	azul	0,028	0,343	2,683	0,090	2,008	0,449	94,428
3SAN31B	limpia NL	azul	0,016	0,490	1,555	0,000	1,606	0,285	96,065
3SAN31D	limpia NL	azul	0,013	0,479	1,276	0,125	1,326	0,139	96,656
3SAN31E	limpia NL	azul	0,016	0,469	1,578	0,000	1,592	0,241	96,120
Media			0,013	0,159	1,280	0,023	1,784	0,440	96,315
Desviación estándar				0,109	0,639	0,036	0,981	0,195	1,621

Anexo 1 7: Composición determinada mediante microsonda electrónica de los cementos de calcita no ferrosa que rellenan fracturas de gran tamaño que cortan a los materiales del Grupo Tera en San Felices.

Muestra	CL/Aspecto	Mg/Ca	SrCO3%	MgCO3%	Na2CO3%	FeCO3%	MnCO3%	CaCO3%
3SAN3A	limpia NL	0,004	0,061	0,420	0,060	0,016	0,000	99,442
	sucia LN brillante							
3SAN3C	homogénea	0,003	0,053	0,307	0,000	0,036	0,200	99,404
3SAN4B	sucia LN brillante	0,002	0,037	0,248	0,044	0,071	0,000	99,600
3SAN4C	sucia LN brillante	0,003	0,091	0,310	0,006	0,084	0,185	99,324
3SAN4D	sucia LN brillante	0,004	0,060	0,399	0,000	0,244	0,215	99,081
3SAN4F	sucia LN brillante	0,003	0,071	0,291	0,000	0,059	0,297	99,282
3SAN5A	sucia LN mate	0,004	0,039	0,421	0,000	0,305	0,353	98,882
3SAN5A	sucia LN brillante	0,002	0,057	0,161	0,000	0,089	0,177	99,515
3SAN5B	sucia LN brillante	0,004	0,083	0,409	0,000	0,175	0,066	99,267
3SAN5B	sucia LN homogénea	0,002	0,058	0,174	0,045	0,108	0,059	99,556
3SAN5B	sucia LN heterogénea	0,002	0,040	0,168	0,131	0,210	0,184	99,267
3SAN5C	sucia LN brillante	0,004	0,086	0,431	0,000	0,203	0,377	98,902
3SAN5D	LN	0,005	0,069	0,537	0,000	0,167	0,435	98,792
3SAN5E	sucia NL	0,003	0,045	0,255	0,061	0,032	0,000	99,607
3SAN15E	LN brillante	0,006	0,000	0,622	0,054	0,732	0,478	98,115
3SAN22A	limpia LN bandeado	0,004	0,070	0,380	0,050	0,640	0,327	98,533
3SAN22A	idem	0,001	0,075	0,099	0,000	0,056	0,034	99,736
3SAN22B	LN zonado	0,001	0,044	0,142	0,000	0,416	0,574	98,824
3SAN22B	idem	0,001	0,053	0,132	0,052	0,000	0,046	99,717
3SAN22C	sucia LN	0,004	0,070	0,427	0,000	0,061	0,006	99,436
3SAN22C	sucia LN	0,003	0,078	0,286	0,027	0,162	0,183	99,264
3SAN27E	sucia LN mate	0,003	0,095	0,330	0,000	0,217	0,069	99,288
3SAN27G	sucia, LN brillante	0,003	0,061	0,272	0,042	0,125	0,374	99,126
3SAN39A	NL	0,009	1,356	0,836	0,050	0,000	0,064	97,693
3SAN39A	idem	0,017	0,843	1,618	0,880	0,000	0,112	96,546
3SAN39C	LN mate	0,022	0,108	2,144	0,010	0,021	0,033	97,684
3SAN39F		0,019	0,728	1,892	0,000	0,095	0,000	97,285
3SAN39F		0,000	0,816	0,000	0,003	0,000	0,024	99,157
MAG11A	sucia LN brillante	0,009	0,252	0,927	0,000	0,029	0,023	98,769
MAG11A	limpia LN mate	0,006	0,104	0,641	0,097	0,024	0,044	99,090
MAG11A	sucia LN	0,017	0,148	1,659	0,000	0,000	0,169	98,024
MAG11B	limpia LN	0,006	0,111	0,588	0,000	0,014	0,099	99,189
MAG11C	sucia LN mate	0,023	0,430	2,204	0,028	0,000	0,139	97,199
MAG11D	sucia LN mate heterogénea	0,007	0,124	0,714	0,034	0,000	0,000	99,128
MAG11D	limpia LN mate	0,004	0,073	0,386	0,074	0,185	0,086	99,197
MAG11D	sucia LN mate heterogénea	0,008	0,083	0,797	0,000	0,000	0,017	99,103
MAG11E	limpia LN mate	0,006	0,086	0,593	0,036	0,021	0,092	99,172
MAG12A	limpia LN	0,010	0,181	0,983	0,080	0,045	0,087	98,624
MAG12B	limpia o sucia LN mate	0,009	0,091	0,910	0,026	0,033	0,000	98,939
MAG12B	limpia en fractura NL	0,006	0,056	0,554	0,113	0,012	0,142	99,122
MAG12B	limpia LN mate	0,006	0,087	0,618	0,000	0,049	0,000	99,246
MAG13A	sucia con macla LN mate	0,024	0,484	2,316	0,052	0,000	0,000	97,148
MAG13A	limpia con macla LN mate	0,016	0,386	1,602	0,010	0,060	0,057	97,885
MAG13A	sucia LN	0,012	0,397	1,146	0,000	0,000	0,029	98,428
MAG13B	limpia sin macla en fractura	0,006	0,083	0,568	0,000	0,000	0,000	99,348
MAG13B	sucia con macla LN mate	0,013	0,405	1,305	0,000	0,000	0,122	98,168
MAG13C	sucia LN	0,011	0,242	1,094	0,000	0,000	0,039	98,624

MAG13C	sucia con macla LN mate	0,009	0,378	0,900	0,082	0,038	0,000	98,602
MAG13C	limpia sin macla LN mate	0,006	0,051	0,638	0,111	0,021	0,081	99,098
MAG13D	sucia con macla LN mate	0,009	0,235	0,921	0,059	0,029	0,081	98,674
MAG13D	limpia sin macla LN mate	0,006	0,032	0,625	0,000	0,000	0,062	99,280
MAG13E	sucia sin macla LN mate	0,008	0,089	0,840	0,000	0,000	0,050	99,021
MAG13E	limpia con macla LN mate	0,022	0,349	2,140	0,000	0,050	0,123	97,337
MAG13E	limpia sin macla LN mate	0,003	0,052	0,268	0,000	0,000	0,028	99,652
MAG13E	sucia	0,006	0,104	0,639	0,000	0,000	0,060	99,197
MAG14D	sucia LN	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	99,998
MAG14bA	limpia LN mate	0,004	0,088	0,390	0,000	0,012	0,133	99,376
MAG14bB	limpia LN mate en fractura	0,040	0,055	3,836	0,012	0,082	0,054	95,961
MAG14bC	macla LN mate	0,026	0,094	2,500	0,044	0,008	0,115	97,240
MAG14bC	limpia LN mate	0,005	0,069	0,534	0,000	0,004	0,000	99,393
MAG14bD	macla LN mate	0,009	0,112	0,924	0,000	0,000	0,044	98,921
Media		0,008	0,177	0,795	0,039	0,083	0,112	98,795
Desviación estándar		0,008	0,241	0,730	0,115	0,141	0,131	0,838